

Министерство образования и науки Российской Федерации

УДК 551.5; 535.23; 535.243; 528.7; 519.6
ГРНТИ 37.21.03; 37.21.17; 30.51.33; 87.17.03
Инв. №

УТВЕРЖДЕНО:
Исполнитель: Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н.Ельцина»
От имени Руководителя организации Зам. проректора по науке _____ / Иванов А.О. / М.П.

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ОТЧЕТ

о выполнении 3 этапа Государственного контракта
№ П1571 от 10 сентября 2009 г. и Дополнению от 15 марта 2010 г. № 1/П1571,
Дополнению от 27 июля 2010 г. № 2, Дополнению от 10 марта 2011 г. № 3

Исполнитель: Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина»
Программа (мероприятие): Федеральная целевая программа «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009-2013 гг., в рамках реализации мероприятия № 1.2.2 Проведение научных исследований научными группами под руководством кандидатов наук.
Проект: Мониторинг парниковых газов и аэрозоля в атмосфере методом солнечной ИК Фурье спектроскопии высокого разрешения
Руководитель проекта: _____ / Береснев С.А. / (подпись)

Екатеринбург
2011 г.

СПИСОК ОСНОВНЫХ ИСПОЛНИТЕЛЕЙ
по Государственному контракту П1571 от 10 сентября 2009 на выполнение
поисковых научно-исследовательских работ для государственных нужд

Организация-Исполнитель: Федеральное государственное автономное образовательное учреждение высшего профессионального образования «Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина»

Руководитель темы:

кандидат физико-математических наук, доцент	_____ Береснев С. А.
	подпись, дата

Исполнители темы:

доктор физико-математических наук, без ученого звания	_____ Захаров В. И.
	подпись, дата

кандидат физико-математических наук, без ученого звания	_____ Грибанов К. Г.
	подпись, дата

кандидат физико-математических наук, без ученого звания	_____ Кочнева Л. Б.
	подпись, дата

без ученой степени, без ученого звания	_____ Грязин В. И.
	подпись, дата

без ученой степени, без ученого звания	_____ Поликарпов А. Ф.
	подпись, дата

без ученой степени, без ученого звания	_____ Бондаренко К. В.
	подпись, дата

без ученой степени, без ученого звания	_____ Рокотян Н. В.
	подпись, дата

Реферат

Отчет 144 с., 5 ч., 36 рис., 1 табл., 125 источн., 0 прил.

Атмосфера , мониторинг атмосферы , тепловое излучение , видимое излучение , дистанционное зондирование , инфракрасные спектры , Фурье-спектрометрия , следовые газы , парниковые газы , аэрозоли , микрофизические характеристики , оптические характеристики , климатические изменения

В отчете представлены результаты исследований, выполненных по 3 этапу Государственного контракта № П1571 "Мониторинг парниковых газов и аэрозоля в атмосфере методом солнечной ИК Фурье спектрометрии высокого разрешения" (шифр "НК-141П") от 10 сентября 2009 по направлению "Мониторинг и прогнозирование состояния атмосферы и гидросферы" в рамках мероприятия 1.2.2 "Проведение научных исследований научными группами под руководством кандидатов наук.", мероприятия 1.2 "Проведение научных исследований научными группами под руководством докторов наук и кандидатов наук", направления 1 "Стимулирование закрепления молодежи в сфере науки, образования и высоких технологий." федеральной целевой программы "Научные и научно-педагогические кадры инновационной России" на 2009-2013 годы.

Цель работы - Дистанционный мониторинг аэрозоля и следовых газов в безоблачной атмосфере по данным современных спектрометров высокого разрешения наземного и спутникового базирования методом решения обратной задачи для уравнения переноса излучения в атмосфере.

Методы исследования:

метод солнечной фотометрии для измерения аэрозольной оптической толщи атмосферы фотометрами наземного базирования по солнечному излучению в видимом диапазоне спектра; метод спутникового зондирования атмосферы Фурье-спектрометрами высокого разрешения теплового и ближнего ИК диапазона; метод ИК-спектрометрии для анализа спектров пропускания атмосферы с высоким разрешением Фурье-спектрометрами наземного базирования; решение обратной задачи для одномерного уравнения переноса излучения в молекулярной атмосфере.

Использованный инструментарий:

инфракрасный Фурье-спектрометр высокого разрешения модели Bruker IFS-125M, сопряженный с солнечным трекером Bruker A547N; автоматизированный солнечный фотометр CIMEL Electronique CE 318-2; автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс «Метео-2».

Завершено проведение серии экспериментов по измерению спектров пропускания безоблачной атмосферой солнечного излучения в диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$ с разрешением от 0.0035 до 0.05 см^{-1} .

На аэрозольном солнечном фотометре CIMEL CE 318 Екатеринбургской станции международной сети AERONET в Коуровской астрономической обсерватории УрФУ получены данные по оптической толщине аэрозоля и ее временной изменчивости.

С помощью модернизированного программного пакета GFIT обработана вся серия наблюдаемых спектров пропускания атмосферы за 2009–2011 гг. для выявления трендов в изменении фоновых концентраций следовых газов; решена обратная задача по определению концентрации искоемых газов и оценены концентрации углеродсодержащих парниковых газов CH_4 , CO_2 , CO , а также следовых газов H_2O , HCl , HF , N_xO_y в атмосфере над районом Коуровской астрономической обсерватории.

Предложен метод устранения температурной неопределенности, имеющей место при решении обратных задач по определению количества искоемых газов в атмосфере из ИК спектров пропускания высокого разрешения.

Разработан метод определения областей формирования повышенного уровня загрязнения атмосферы по результатам натурных измерений в стационарном пункте. Проведена апробация разработанного метода на основе данных измерений концентраций газовых и аэрозольных компонентов в Коуровской астрономической обсерватории УрФУ.

Полученные данные по спектрам пропускания атмосферы и концентрациям парниковых и загрязняющих атмосферу газов размещены в специализированной базе данных на локальном зеркале сайта <http://atmos.physics.usu.ru/> распределенной информационной системы «Атмосферная радиация» (ИОА СО РАН, Томск).

СОДЕРЖАНИЕ ОТЧЕТА

Введение

- 1. Аннотированная справка по научным результатам НИР, полученным на I этапе**
- 2. Аннотированная справка по научным результатам НИР, полученным на II этапе**
- 3. Аналитический отчет о проведении теоретических и экспериментальных исследований**
 - 3.1 Прямые и обратные задачи инфракрасной атмосферной оптики при определении концентраций следовых газов в атмосфере**
 - 3.2 Фотометрическое определение аэрозольной оптической толщи для безоблачной атмосферы**
 - 3.3 Экспериментальное оборудование и методы измерения спектров пропускания безоблачной атмосферы**
 - 3.4 Теоретические методы решения обратной задачи по определению аэрозольной оптической толщи атмосферы и концентрации следовых газов**
- 4. Отчет по обобщению и оценке результатов исследований**
 - 4.1 Эксперименты по измерению на УАФС спектров пропускания безоблачной атмосферой солнечного излучения в диапазоне $4000-11000\text{ см}^{-1}$.**
 - 4.2 Обобщенные результаты определения содержания парниковых и следовых газов в атмосфере из измеренных на УАФС спектров за 2009-2011 гг.**
 - 4.3 Обобщенные результаты определения величины отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ в атмосфере (трассера «силы гидрологического цикла» из измеренных на УАФС спектров за 2009-2011 гг.**
 - 4.4 Информационное обеспечение проекта**
- 5. Публикации результатов НИР**

Заключение

Список используемых источников

Введение

В последние примерно 150 лет наблюдается стремительный рост содержания ключевых парниковых газов в атмосфере Земли, таких как CO_2 и CH_4 , что является, вероятно, основной причиной увеличения парникового эффекта и роста приземных температур. Если в середине XIX века концентрация двуокиси углерода в атмосфере составляла 280-290 миллионных долей, то в настоящее время данная величина приближается к 390 миллионным долям. Средний рост концентрации CO_2 за период 2001-2010 г.г. составил примерно 2 миллионных долей в год. Несмотря на относительно небольшое содержание CO_2 в атмосфере, он играет важную роль в парниковом эффекте. Метан является не менее значимым парниковым газом. Так, вычисленное на одну молекулу воздействие метана на парниковый эффект, примерно в 25 раз интенсивнее, чем воздействие молекулы CO_2 . Содержание атмосферного метана возросло более чем в два раза, начиная с 1700 г., и по последним измерениям достигает 1.8 миллионных долей. Согласно палеоклиматическим данным в настоящее время количественное содержание CO_2 и CH_4 в атмосфере Земли значительно больше, чем когда-либо имевшее место за последние 420 тыс. лет ее эволюции.

В связи с наблюдающимся быстрым ростом содержания парниковых газов в атмосфере важной задачей является их мониторинг с помощью спутникового и наземного зондирования в инфракрасном диапазоне спектра с высоким разрешением. Для решения проблемы глобального мониторинга парниковых газов в атмосфере такой подход является перспективным. Независимое определение аэрозольной оптической толщины безоблачной атмосферы в ИК-области другим методом (методом солнечной фотометрии) является важной вспомогательной задачей, позволяющей определять состояния слабоаэрозольной атмосферы. Спектры пропускания слабоаэрозольной атмосферой солнечного излучения в ближней ИК области,

полученные с высоким разрешением, содержат качественную и количественную информацию об оптически активных газах в атмосфере (парниковые и загрязняющую атмосферу газы) и их концентрациях. Решение обратной задачи по определению концентраций искоемых газов в атмосфере из наблюдаемых ИК спектров пропускания атмосферы высокого разрешения составляет основу задачи оптического мониторинга парниковых и загрязняющих атмосферу газов.

Технологии дистанционного инфракрасного зондирования атмосферы с целью мониторинга метеорологических и климатических параметров и состава атмосферы давно и активно разрабатываются как у нас в стране, так и за рубежом. Прогресс в развитии инфракрасной техники и появление в 1990-х годах спутниковых Фурье спектрометров достаточно высокого разрешения (до 0.05 см^{-1}) и Фурье спектрометров наземного базирования с разрешением до 0.001 см^{-1} позволяет иметь десятки-сотни тысяч спектральных каналов в тепловой инфракрасной области. В результате, в настоящее время значительно повысилась информативность натуральных спектров атмосферы. Обратная задача по определению параметров атмосферы из ее тепловых спектров высокого разрешения стала существенно переопределенной. Произошли качественные изменения в методах обработки и интерпретации спутниковых данных. Успехи в области прикладной атмосферной инфракрасной спектроскопии, создание баз данных детальной спектроскопической информации по атмосферным газам: *HITRAN*, *GEISA* и др., накопление априорной информации по профилям температуры и концентраций оптически активных газовых составляющих атмосферы в базе *TIGR*, информационной системе *British Atmospheric Data Center*, в базе данных реанализа <http://www.cdc.noaa.gov/> и др. способствуют прогрессу в дистанционном зондировании парниковых газов в атмосфере, таких как: H_2O , CO , O_3 , CH_4 , N_xO_y , CO_2 и многих других, включая некоторые их изотопомеры.

Цель данной работы – Разработка и апробация прецизионных методов дистанционного оптического мониторинга аэрозоля, парниковых газов и загрязняющих атмосферу газов по данным современных ИК Фурье спектрометров высокого разрешения наземного базирования.

Объектами исследований являются: одномерное уравнение переноса теплового излучения в молекулярно-аэрозольной безоблачной атмосфере на основе полинейной (line-by-line) модели, аэрозоль и такие атмосферные газы как H_2O , CO_2 , CH_4 , CO , N_xO_y , HCl , HF и другие.

Методы исследования:

1. Метод солнечной фотометрии для измерения аэрозольной оптической толщи атмосферы полосовыми фотометрами наземного базирования по солнечному излучению в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах спектра;
2. Метод ИК спектрометрии атмосферы для регистрации спектров пропускания атмосферы с высоким разрешением современными Фурье-спектрометрами наземного базирования;
3. Решение обратной задачи для одномерного уравнения переноса излучения в молекулярной атмосфере.

Ожидаемые результаты: в рамках выполнения работ по проекту предполагалось получить следующие основные результаты:

1. Разработать общую методологию определения концентрации следовых парниковых газов в атмосферном столбе путем анализа ИК-спектров пропускания атмосферы высокого разрешения;
2. Получить результаты по определению содержания в атмосферном столбе следовых газов N_xO_y , HCl , CH_4 , CO , CO_2 , H_2O , HF из данных измерений спектров пропускания атмосферы в ближнем ИК диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$ с разрешением 0.0035 см^{-1} ;

3. Получить данные о сезонных вариациях содержания в атмосфере Среднего Урала следовых газов N_xO_y , HCl , CH_4 , CO , CO_2 , H_2O , HF и других за период 2009-2011 гг.;
4. Получить данные по сезонным вариациям аэрозольной оптической толщи атмосферы Среднего Урала за период 2009–2011 гг. и сопоставить с результатами для других станций фотометрической сети AEROSIBNET;
5. Разработать новый гибридный вариант метода Эйлера-Лагранжа для статистики обратных / прямых траекторий, предназначенный для определения полей загрязнения и местоположения источников загрязнения атмосферы.

1. Аннотированная справка по научным результатам НИР, полученным на I этапе

На первом этапе исследований проведен аналитический обзор состояния заявленной проблемы, сделан выбор и обоснование оптимального варианта направления исследований по мониторингу аэрозоля и следовых газов в атмосфере, составлен план проведения экспериментальных работ. Составлен план научных исследований с детальным описанием теоретических методов и экспериментального оборудования.

Решена обратная задача по определению содержания метана в атмосферном столбе над регионом Западной Сибири из спектральных данных сенсора AIRS со спутника AQUA. Впервые выявлены сезонные вариации метана в атмосфере над Западно-Сибирской болотной экосистемой. Зарегистрировано регулярное превышение содержания метана в атмосфере в летний период над зимним, что качественно подтверждается независимыми данными по метану в атмосфере Сибири, полученными группой NASA JPL с сенсора TES со спутника AURA.

Обнаружены признаки промышленной эмиссии метана в местах расположения магистральных газопроводов и факельных установок по сжиганию попутного газа.

С использованием экспериментального спектроскопического комплекса Коуровской астрономической обсерватории УрГУ, включенного в международную сеть TCCON (Фурье-спектрометр Bruker IFS 125M, сопряженный с солнечным трекером A547N) получены данные по спектрам пропускания атмосферой солнечного излучения в диапазоне 600-25000 см⁻¹ с разрешением до ~0.0035 см⁻¹.

На аэрозольном солнечном фотометре CIMEL CE 318 Екатеринбургской станции международной сети AERONET в Коуровской астрономической обсерватории УрГУ получены данные по оптической толщине аэрозоля и ее временной изменчивости.

С помощью стандартного программного пакета GFIT обработаны спектры пропускания атмосферы в диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$, снятые с разрешением 0.0035 см^{-1} и высоким отношением сигнал/шум; получены первые результаты о концентрации углеродсодержащих парниковых газов CO , CH_4 , CO_2 и других в атмосфере над Коуровской астрономической обсерваторией, пригодные для валидации аналогичных данных сенсора AIRS со спутника AQUA и данных сенсора TANSO-FTS со спутника GOSAT.

С использованием оригинального программного пакета FIRE-ARMS (Fine InfraRed Explorer for Atmospheric Radiation Measurements) и базы спектроскопических данных HITRAN по атмосферным молекулам в спектрах пропускания атмосферы идентифицированы изолированные линии поглощения многих атмосферных следовых газов: CH_4 , CO , CO_2 , H_2O , O_3 , N_x , O_y , HNO_3 , HCl , HF , SF_6 и других. Проанализирована возможность применения идентифицированных линий в качестве входных спектральных данных при решении обратной задачи для определения вертикального профиля концентраций данных газов и/или полного содержания их в атмосферном столбе.

Создано локальное зеркало сайта <http://atmos.physics.usu.ru/> распределенной информационной системы «Атмосферная радиация» (ИОА СО РАН, Томск) с интерфейсом для размещения и накопления данных по мониторингу аэрозоля и перечисленных выше следовых газов в атмосфере Среднего Урала.

В соответствии с Дополнительным соглашением к Государственному контракту № П 1571 от 10 сентября 2009г. были выполнены следующие дополнительные работы:

1. Проведена модернизация программного пакета GFIT для учета особенностей расположения и конфигурации ИК Фурье-спектрометра в Коуровской астрономической обсерватории. Она включала в себя: изучение функциональности программного пакета GFIT на уровне исходных кодов на алгоритмическом языке Фортран; определение необходимых изменений,

которые нужно внести в исходный код программы; внесение изменений в исходный код и осуществление сборки новой версии программного обеспечения; проведение детального тестирования модернизированного программного обеспечения.

В результате разработано модернизированное программное обеспечение GFIT в соответствии с особенностями расположения и спецификации Фурье-станции в Коуровской астрономической обсерватории УрГУ.

2. Проведен сравнительный анализ данных, полученных на ИК Фурье-спектрометре в Коуровской астрономической обсерватории, и данных на основе измерений сенсора TANSO-FTS на борту японского спутника GOSAT. Он включал в себя: проведение спектральных измерений в благоприятные для наблюдений периоды на ИК Фурье-спектрометре Bruker IFS125M;

поиск и идентификацию близких по времени и координатам измерений, выполненные спутником GOSAT; определение атмосферных параметров с помощью программного обеспечения GFIT; обработку и анализ полученных результатов.

2. Аннотированная справка по научным результатам НИР, полученным на II этапе

На втором этапе исследований на Уральской атмосферной Фурье-станции, входящей в Европейскую сеть наземных FTIR, проведена серия экспериментов по измерению спектров пропускания безоблачной атмосферой солнечного излучения в диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$ с разрешением от 0.0035 см^{-1} до 0.05 см^{-1} . На аэрозольном солнечном фотометре CIMEL CE 318 Екатеринбургской станции международной сети AERONET в Коуровской астрономической обсерватории УрГУ получены данные по оптической толщине аэрозоля и ее временной изменчивости. Проведена модернизация программного пакета GFIT в соответствии с особенностями расположения и спецификации Уральской атмосферной Фурье-станции УрГУ.

С помощью модернизированного программного пакета GFIT обработаны спектры пропускания атмосферы в диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$, решена обратная задача по определению концентрации искоемых газов из спектров – получены концентрации углеродсодержащих парниковых газов CH_4 , CO_2 , а также CO , HCl , HF и N_2O в атмосфере над районом Коуровской астрономической обсерватории. В результате, наблюдаемая аэрозольная оптическая толщина в ближнем ИК диапазоне за весь период измерений варьировалась от 0,03 до 0,35. Полученные из измеренных спектров концентрации газов для атмосферного столба сухого воздуха варьировались следующим образом: CH_4 – в интервале 1,65-1,75 ppm, CO – в интервале 75-90 ppb, CO_2 – в интервале 368-385 ppm, HCl – в интервале 0,15-0,42 ppb, HF – в интервале 61-76 ppt, N_2O – в интервале 276-287 ppb.

Полученные данные по мониторингу аэрозоля и перечисленных выше следовых газов в атмосфере Среднего Урала размещены на локальном зеркале сайта <http://atmos.physics.usu.ru/> распределенной информационной системы «Атмосферная радиация» (ИОА СО РАН, Томск).

Области практического применения полученных результатов:

- мониторинг парниковых и загрязняющих атмосферу газов и аэрозолей на основе солнечной ИК Фурье-спектрометрии высокого разрешения и солнечной аэрозольной фотометрии на территории Среднего Урала для выявления и анализа источников такого рода загрязнений.
- обеспечение подспутниковых измерений с помощью инфракрасных Фурье спектрометров высокого разрешения наземного базирования с целью определения концентрации парниковых газов в атмосфере и проверки спутниковых данных по мониторингу данных газов из космоса.
- выявление трендов в загрязнении атмосферы Среднего Урала.

По результатам НИР второго этапа переработаны курсы лекций кафедры общей и молекулярной физики: «Физика и химия атмосферы», «Физика аэрозолей», «Статистическая радиофизика». Разработаны темы и направления работ магистрантов и аспирантов, принимающих участие в выполнении проекта. Для форсирования научно-исследовательских работ по проекту дополнительно приняты магистрант и аспирант.

3. Аналитический отчет о проведении теоретических и экспериментальных исследований

3.1 Прямые и обратные задачи инфракрасной атмосферной оптики при определении концентраций следовых газов в атмосфере

Прямые задачи инфракрасной атмосферной оптики высокого спектрального разрешения

Технологии дистанционного инфракрасного зондирования атмосферы с целью мониторинга метеорологических и климатических параметров и состава атмосферы давно и активно разрабатываются как у нас в стране, так и за рубежом. Прогресс в развитии инфракрасной техники и появление в 1990-х годах Фурье спектрометров наземного базирования с разрешением до 0.001 см^{-1} позволяет иметь сотни тысяч спектральных каналов в тепловой инфракрасной области. В результате, в настоящее время значительно повысилась информативность натурных спектров атмосферы. Обратная задача по определению параметров атмосферы из ее ИК спектров высокого разрешения стала более информативной. Успехи в области прикладной атмосферной инфракрасной спектроскопии, создание баз данных детальной спектроскопической информации по атмосферным газам: *HITRAN*, *GEISA* и др., накопление априорной информации по профилям температуры и концентраций оптически активных газовых составляющих атмосферы в базе *TIGR*, информационной системе *British Atmospheric Data Center*, в базе данных реанализа <http://www.cdc.noaa.gov/> и др. способствуют прогрессу в дистанционном зондировании парниковых газов в атмосфере, таких как H_2O , CO , O_3 , CH_4 , N_xO_y , CO_2 и многих других, включая некоторые их изотопомеры.

Перенос ИК радиации в атмосфере моделируется на основе приближения локального термодинамического равновесия (ЛТДР), при котором собственное излучение атмосферного слоя выражается через функцию Планка для излучения чёрного тела и молекулярный коэффициент поглощения. Коэффициент поглощения при этом рассчитывается с учетом

справедливости равновесного (больцмановского) распределения заселенностей колебательно-вращательных уровней молекул атмосферных газов.

Функция пропускания безоблачной слабоаэрозольной атмосферой (когда многократным рассеянием можно пренебречь) может быть записана в виде:

$$P_\nu = \exp(-\tau_\nu^m - \tau_\nu^0), \quad (1)$$

где τ_ν^m – оптическая толщина поглощения молекулами, τ_ν^0 – оптическая толщина, обусловленная континуальным поглощением водяного пара и аэрозольным ослаблением излучения. Как правило, для достаточно узкого спектрального интервала можно пренебречь зависимостью τ_ν^0 от волнового числа, то можно записать следующее отношение:

$$P_\nu/P_{\nu^*} = \exp(-\tau_\nu^m + \tau_{\nu^*}^m), \quad (2)$$

где ν^* – волновое число канала сравнения. Формула (1.2) составляет основу метода дифференциального поглощения. Таким образом, можно получить выражение для разности оптической толщины, обусловленной поглощением только молекулами в измеренном участке спектра:

$$\tau_\nu^m = \ln(P_{\nu^*}/P_\nu). \quad (3)$$

С другой стороны, пользуясь моделью расчета «line-by-line» для оптической толщины можно записать:

$$\tau_\nu^m = \int_0^H N \left(\sum_j S_j \Phi_j(\nu_j - \nu, T, P) \right) \sec(\theta) dh, \quad (4)$$

где p , T , N – вертикальные профили давления, температуры и концентрация молекул; θ – локальный зенитный угол наблюдения, S_j, Φ_j – интенсивность и контур спектральной линии, соответственно. Суммирование в (1.4) ведётся по всем линиям, которые вносят свой вклад в поглощение в канале ν . При расчете оптической толщины используются спектральные параметры из базы данных HITRAN 2004 и прямая модель FIRE-ARMS.

Ключевой величиной в расчётах оптической толщины молекулярной атмосферы (1.4) является спектральный коэффициент ослабления излучения компонентами атмосферы K_ν , который зависит от параметров атмосферы в рассматриваемой точке и волнового числа ν . Его можно представить как сумму:

$$K_\nu = K_\nu^{gas} + K_\nu^{abs} + K_\nu^{sca}, \quad (5)$$

где K_ν^{gas} – коэффициент поглощения газовыми составляющими атмосферы, K_ν^{abs} , K_ν^{sca} – коэффициенты поглощения и рассеяния излучения аэрозольными составляющими атмосферы. В условиях безоблачного неба и слабого аэрозольного влияния, основной вклад в (5) даёт K_ν^{gas} , который определяется вертикальными профилями температуры, давления и концентраций всех газов, составляющих атмосферу. K_ν^{gas} разделяют на суммарный коэффициент молекулярного поглощения K_ν^Σ и дополнительный коэффициент K_ν^* . Последний учитывает эффекты континуального поглощения водяного пара и смешения линий в Q-ветвях CO_2 и CH_4 .

Коэффициент поглощения газов вычисляется путем суммирования по всем спектральным линиям (line by line метод) с использованием последних версий спектральной базы данных HITRAN:

$$K^{gas}(\nu, h) = K_\nu^* + N_0(h) \times \sum_{i=1}^{Ng} n_i(h) \sum_j S_{ij}(T(h)) \times \Phi_{ij}(\nu_{ij} - \nu, T(h), p(h)), \quad (6)$$

где $p(h), T(h), N_0(h) = \frac{p(h)}{k_b T(h)}$ – давление, температура и концентрация молекул в атмосфере на высоте h , k_b – постоянная Больцмана; n_i – относительная концентрация i -го газа; S_{ij} – интенсивность j -ой линии i -го газа, ν_{ij} – волновое число центра линии, см^{-1} ; Φ_{ij} – профиль спектральной линии.

Входящий в (6) коэффициент поглощения $K_\nu^* = K_\nu^{cont} + K_\nu^{mix}$ учитывает такие

дополнительные эффекты как континуальное поглощение парами воды и смешение линий в Q - ветвях углекислого газа и метана. Интенсивности спектральных линий в базе HITRAN даны для температуры $T_{ref} = 296$ К и имеют размерность $[\text{см}^{-1}/(\text{молекула см}^{-2})]$, т.е. определены для одиночной молекулы. Интенсивность спектральной линии для колебательно-вращательного перехода из нижнего состояния η в верхнее состояние η' можно представить следующим образом:

$$S_{\eta\eta'} = \frac{h\nu_{\eta\eta'}}{c} \frac{n_{\eta}}{N} \left(1 - \frac{g_{\eta}n_{\eta'}}{g_{\eta'}n_{\eta}} \right) B_{\eta\eta'}, \quad (7)$$

где n_{η} и $n_{\eta'}$ - населенности нижнего и верхнего энергетических состояний, g_{η} и $g_{\eta'}$ - статистические веса, N - концентрация молекул, $B_{\eta\eta'}$ - коэффициент Эйнштейна для вынужденного поглощения. Предполагая локальное термодинамическое равновесие, при котором соотношение между населенностью энергетических уровней подчиняются статистике Больцмана, можно записать

$$\frac{g_{\eta}n_{\eta'}}{g_{\eta'}n_{\eta}} = \exp(-c_2\nu_{\eta\eta'}/T) \quad \text{и} \quad \frac{n_{\eta}}{N} = \frac{g_{\eta} \exp(-c_2E_{\eta}/T)}{Q(T)}, \quad (8)$$

где E_{η} - энергия нижнего состояния, см^{-1} ; $c_2=1.4388$ см К. Полная внутренняя статистическая сумма $Q(T)$ определяется как

$$Q(T) = \sum_{\eta} g_{\eta} \exp(-c_2E_{\eta}/T). \quad (9)$$

Подставляя (9) в (8) и введя естественную распространенность на Земле изотопической модификации молекулы I_a можно записать выражение для интенсивности линии, величина которой содержится в базе данных HITRAN:

$$S_{\eta\eta'}(T_{ref}) = \frac{h\nu_{\eta\eta'}}{c} \frac{I_a g_{\eta} \exp(-c_2E_{\eta}/T_{ref})}{Q(T_{ref})} (1 - \exp(-c_2\nu_{\eta\eta'}/T_{ref})) B_{\eta\eta'}. \quad (10)$$

Выражение (10) позволяет, используя величину интенсивности, определенную для T_{ref} , произвести температурную коррекцию величины интенсивности линии:

$$S_{\eta\eta'}(T) = S_{\eta\eta'}(T_{ref}) \frac{Q(T_{ref})}{Q(T)} \frac{\exp(-c_2 E_{\eta} / T)}{\exp(-c_2 E_{\eta} / T_{ref})} \frac{[1 - \exp(-c_2 \nu_{\eta\eta'} / T)]}{[1 - \exp(-c_2 \nu_{\eta\eta'} / T_{ref})]}. \quad (11)$$

Для вычисления $Q(T)$ используется её параметризация, при которой статистическая сумма представляется полиномом четвертой степени с коэффициентами определенными для каждой молекулы, включая все ее изотопомеры.

Форма спектральной линии Φ_{ij} , входящая в (7), в общем случае описывается профилем Фойгта:

$$\Phi_{ij}(\nu) = \frac{\sqrt{\ln 2}}{\pi\sqrt{\pi}} \frac{1}{\alpha_{ij}} y \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{e^{-t^2}}{y^2 + (x-t)^2} dt, \quad (12)$$

где $x = \frac{\sqrt{\ln 2}}{\alpha_{ij}}(\nu - \nu_{ij})$, $y = \sqrt{\ln 2} \frac{\gamma_{ij}}{\alpha_{ij}}$. Здесь γ_{ij} - столкновительное, а α_{ij} -

доплеровское уширения спектральной линии. Профиль Фойгта представляет собой свертку профиля Лоренца

$$\Phi_{ij}^L(\nu) = \frac{1}{\pi} \times \frac{\gamma_{ij}}{(\nu - \nu_{ij})^2 + \gamma_{ij}^2}, \quad (13)$$

и профиля Доплера

$$\Phi_i^D(\nu) = \frac{1}{\alpha_{ij}} \sqrt{\frac{\ln 2}{\pi}} \exp\left(-\ln 2 \frac{(\nu - \nu_{ij})^2}{\alpha_{ij}^2}\right), \quad (14)$$

полуширина которого определяется следующим образом:

$$\alpha_{ij} = \nu_{ij} \sqrt{\frac{k_B T \ln 2}{M_i c^2}}, \quad (15)$$

где M_i - масса молекулы, c - скорость света, k_B – постоянная Больцмана.

При выполнении условия $\gamma_{ij} \gg \alpha_{ij}$, что имеет место в нижней атмосфере, где основной механизм уширения спектральных линий столкновительный, профиль Фойгта переходит в профиль Лоренца, что существенно экономит время вычисления. Полуширина γ_{ij} определяется по формуле

$$\gamma_{ij}(p, T) = \left(\frac{T_{ref}}{T} \right)^{n_{ij}} \left(\gamma_{ij}^{air}(p_{ref}, T_{ref}) \frac{(p - p_i)}{p_{ref}} + \gamma_{ij}^{self}(p_{ref}, T_{ref}) \frac{p_i}{p_{ref}} \right), \quad (16)$$

где γ_{ij}^{air} - полуширина, обусловленная воздухом, γ_{ij}^{self} - самоуширение i -ым газом, $p_{ref}=1013.25$ гПа - опорное давление, для которого даны параметры спектральной базы данных HITRAN, p_i - парциальное давление i -го газа. Параметры $\gamma_{ij}^{air}(p_{ref}, T_{ref})$ и $\gamma_{ij}^{self}(p_{ref}, T_{ref})$ содержатся в базе данных HITRAN. Для вычисления профиля Фойгта использовался усовершенствованный быстрый алгоритм. Что касается континуального поглощения водяным паром, существует развитая теория поведения крыла спектральной линии вдали от её центра для колебательно-вращательных полос газов. В данной работе используется готовая параметризация экспериментально полученных зависимостей коэффициента поглощения K_v^{cont} от волнового числа, температуры, концентраций паров воды и воздуха, взятая из известного программного продукта FASCOD3P, которая основана на следующем представлении:

$$K_v^{cont} = c_1 \nu \frac{N_w p}{T} \tanh\left(-\frac{hc\nu}{T}\right) \left[\frac{p_w}{p_{ref}} C_s(\nu, T) + \frac{p_f}{p_{ref}} C_f(\nu, T) \right] \times \frac{T_{ref}}{T}, \quad (17)$$

где $c_1 = 7.24645842 \times 10^{-5}$, ν - волновое число (см^{-1}), N_w - относительная концентрация молекул воды (мол./мол.), p - давление (гПа), T - температура (К), hc - радиационная постоянная ($1.438786314 \text{ К/см}^{-1}$), $p_w = N_w p$ - парциальное давление водяного пара (гПа), $p_f = (1 - N_w)p$ - парциальное давление остальных молекул составляющих атмосферу (гПа), $p_{ref} = 1013.25$ гПа, $T_{ref} = 296.0$ К, $C_s(\nu, T)$ - параметр континуального поглощения обусловленный самоуширением, а $C_f(\nu, T)$ - параметр континуального поглощения обусловленный уширением воздухом спектральных линий молекулы воды. Коэффициент $C_s(\nu, T)$ определяется следующим образом:

$$C_s(\nu, T) = f_0(\nu) f_1(\nu) f_2(\nu) C_s(\nu, 296) \left[\frac{C_s(\nu, 260)}{C_s(\nu, 296)} \right]^{\frac{T_{ref} - T}{36.0}}, \quad (18)$$

где параметры $f_0(\nu)$, $C_s(\nu, 296)$ и $C_s(\nu, 260)$ заданы таблично, а параметры $f_1(\nu)$ и $f_2(\nu)$ вычисляются с помощью равенств

$$f_1(\nu) = 1 - 0.97 \times \frac{330^2}{(\nu - 1130)^2 + 8 \times 10^{-11}(\nu - 1130)^6 + 330^2},$$

$$f_2(\nu) = 1 - 0.6 \times \frac{150^2}{(\nu - 1900)^2 + 3 \times 10^{-6}(\nu - 1900)^4 + 150^2}.$$

(19)

Спектральная плотность яркости черного тела в удобном для практического применения виде выражается следующим образом:

$$B(\nu, T) = \frac{1}{\pi} \times \frac{3.74177 \times 10^{-8} \times \nu^3}{\exp\left(\frac{1.43888 \times \nu}{T}\right) - 1} \quad \frac{B_{\text{атм}}}{\text{м}^2 \text{см}^{-1} \text{ср}}. \quad (20)$$

Для того чтобы смоделировать спектры, измеренные реальными спектрометрами необходимо учесть профиль инструментальной (аппаратной) функции конкретного спектрометра. В данном случае спектр пропускания атмосферы P^{high} определяется как интегральная свертка модельного спектра высокого разрешения (до 0.0001 см^{-1}) P^{low} и аппаратного контура спектрометра F_{ILS} :

$$P^{low}(\nu) = \int_{-\infty}^{+\infty} P^{high}(\nu') F_{ILS}(\nu - \nu') d\nu', \quad (21)$$

где P^{high} и P^{low} - спектры высокого и низкого разрешения, а F_{ILS} - инструментальный контур спектрометра, который должен удовлетворять условию нормировки

$$\int_{-\infty}^{+\infty} F_{ILS}(\nu) d\nu = 1. \quad (22)$$

Разработанное программное обеспечение FIRE-ARMS (Fine InfraRed Explorer of Atmospheric Radiation MeasurementS, <http://remotesensing.ru>)

позволяет использовать в качестве инструментального контура различные функции: треугольную аппаратную функцию, контур Лоренца, гауссов контур, функцию $\text{Sin}(x)/x$, а также функции специально определенные для Фурье спектрометров и зависящие от выбора функции аподизации при Фурье-преобразовании интерферограммы. Для того чтобы избежать искажений спектра на краях интервала модельного спектра вычисляемого по формуле (21), спектр высокого разрешения вычисляется для расширенного интервала частот.

При вычислении интегралов входящих в (3) для ускорения вычислений использовалась следующая известная замена подынтегральной функции:

$$f(x) = a \exp(-bx), \quad (23)$$

где параметры a и b определяются из значений подынтегральной функции на границах частичного интервала интегрирования, что приводит к следующему выражению интегральной суммы:

$$\int_0^H f(x) dx \approx \sum_i \frac{(f_i - f_{i+1})(x_{i+1} - x_i)}{\ln\left(\frac{f_i}{f_{i+1}}\right)}. \quad (24)$$

Выражение для слагаемых интегральной суммы входящее в (24) использовалось только при выполнении условия

$$0 < f_{i+1} < f_i. \quad (25)$$

В случае же невыполнения условия (25) использовалась формула трапеций. Кроме того, при вычислении интегралов входящих в (3) и (24) использовалась техника адаптивного шага интегрирования, при которой на каждом шаге вычисляется слагаемое интегральной суммы для одного начального шага и для двух вдвое меньшего размера. Если относительная разница не превышает заданной точности, то вычисления продолжаются для последующих шагов вдоль координаты интегрирования, в противном случае начальный шаг уменьшается и вычисления повторяются. Если относительная

разница меньше заданной точности в заданное число раз, то шаг интегрирования увеличивается обратно пропорционально относительной разнице интегралов вычисленных с заданным шагом и с шагом вдвое меньшим. В накапливаемую интегральную сумму входит слагаемое, полученное с наименьшим шагом. Техника адаптивного шага интегрирования была применена для реализации вычислений спектра с одинаковой точностью, не зависящей от интенсивности линий на данной частоте. Именно это не позволило воспользоваться ни одной из техник быстрого вычисления коэффициента K_V , разработанных ранее, поскольку техники быстрого расчета K_V предполагает разбиение атмосферы на фиксированные слои для всего набора волновых чисел в рассчитываемом спектре. В программном пакете FIRE-ARMS (<http://remotesensing.ru>), используется табличное задание атмосферных моделей и линейная интерполяция между узлами таблицы. Это означает, что определение атмосферного параметра (давления, температуры, концентрации) для произвольной высоты h определяется по формуле

$$p(h) = p_i + \frac{p_{i+1} - p_i}{h_{i+1} - h_i} (h - h_i), \quad (26)$$

где h_i и p_i - узлы таблицы, описывающей зависимость атмосферного параметра p от высоты h , а номер узла i определяется из условия

$$h_i \leq h \leq h_{i+1}. \quad (27)$$

С точки зрения скорости вычислений, процедура поиска номера узла таблицы должна обходиться без перебора узлов таблицы. В случае таблицы с фиксированным шагом Δh номер узла i определяется как:

$$i = [h / \Delta h] + 1, \quad (28)$$

где квадратные скобки означают целую часть числа.

Однако применение таблицы с постоянным шагом нерационально, т.к. вариации атмосферных параметров имеют разный масштаб для различных высот. В нижней атмосфере желательно иметь меньший шаг таблицы, чем

это достаточно для верхних слоев атмосферы. Кроме того, размерность обратной задачи зависит от числа узлов в высотной сетке модели атмосферы. Поэтому в данной работе используется следующая техника определения номера узла таблицы, для которого выполняется (28). Формируется вспомогательная сетка высот $\{h_j : j = 1, \dots, N'\}$ с постоянным шагом $\Delta h'$, для которого выполняется условие

$$\Delta h' \ll \text{Min}(h_{i+1} - h_i), \quad (29)$$

где h_i и h_{i+1} - узлы основной сетки высот. Каждому узлу во вспомогательной сетке высот ставится в соответствие целое число I_j , которое является номером полуинтервала $[h_i, h_{i+1})$ в основной сетке высот, которому принадлежит j -ый узел вспомогательной сетки высот. Тогда определив номер интервала во вспомогательной сетке высот по формуле $j = [h / \Delta h'] + 1$, легко определить номер интервала в основной сетке высот: $i = I_j$. С точки зрения программной реализации, это означает хранение в памяти дополнительного целочисленного массива I_j и величины шага $\Delta h'$, что занимает значительно меньший объем оперативной памяти компьютера, чем создание вспомогательной модели атмосферы на основе высотной сетки h_j , которая в общем случае содержит 40 высотных профилей (38 профилей поглощающих газов, включенных в базу HITRAN и профили температуры и давления).

Похожая техника использования массива индексов была применена при оптимизации вычисления коэффициента поглощения атмосферы. Выражение (6) содержит сумму по спектральным линиям, в которую необходимо включить линии лишь достаточно близко лежащие к текущему волновому числу. Параметры учитываемых спектральных линий загружаются из спектральной базы данных размещенной на носителе в массивы вещественных чисел, размещенные в оперативной памяти компьютера в порядке возрастания волнового числа и каждой спектральной линии соответствует номер в массиве. Весь спектральный интервал

разбивается частотной сеткой $\{\nu_k; k = 1, \dots, N_\nu\}$ на интервалы равные заданной величине $\Delta\nu$ и каждому узлу ставится в соответствие I_k - максимальный номер спектральной линии, центральная частота которой удовлетворяет условию $\nu_{ij} \leq \nu_k$. Тогда определив, какому интервалу принадлежит текущее значение частоты по формуле

$$k = [\nu / \Delta\nu] + 1, \quad (30)$$

что означает что $\nu \in [\nu_k, \nu_{k+1})$, можно определить начальный и конечный индексы суммирования по спектральным линиям. В данной работе использовалось суммирование по индексу j , для которого выполняется условие

$$I_{k-1} \leq j \leq I_{k+2}. \quad (31)$$

В качестве размера интервала $\Delta\nu$ на практике достаточно взять несколько десятков (20-50) полуширин инструментальной функции спектрометра. При этом дальнейшее увеличение этого параметра только увеличивает время вычислений, но никак не отражается на модельном спектре. Однако, для каждого спектрального интервала, в данной работе параметр $\Delta\nu$ определялся экспериментально путем последовательного его увеличения до тех пор, пока модельный спектр не переставал изменяться с ростом этого параметра.

Обратные задачи инфракрасной атмосферной оптики высокого спектрального разрешения

Для определения искомых параметров атмосферы из ее спектров теплового излучения необходимо решать обратную задачу. Согласно общему математическому подходу прямую и обратную задачи можно записать в виде:

$$y = F(x, b) + \varepsilon_y, \quad x = F^{-1}(y, b) + \varepsilon_x, \quad (32)$$

где y – вектор m величин, измеряемых спектрометром, x – вектор n искомых атмосферных параметров, подлежащих определению, b –

параметры модели (считаются известными), ε_y – измерительный шум спектрометра, F – прямая модель (в данном случае уравнение переноса теплового излучения в атмосфере), F^{-1} – обратная модель, которая в общем случае может быть заданной лишь алгоритмически.

В качестве вектора параметров b могут выступать высотные профили тех атмосферных параметров, которые в данном восстановлении считаются известными. Например, профили температуры и водяного пара при восстановлении следовых парниковых газов CH_4 , CO_2 , CO и других. Разработанные в литературе методы решения обратной задачи рассматривают данную задачу как некорректную и применяют различные методы регуляризации, использующие дополнительную априорную информацию о возможном решении. Многообразие разработанных методов обращения (32) условно можно свести к двум типам: а) метод статистической регуляризации и б) методы регуляризации по Тихонову. Методы решения задач атмосферной оптики, описанные в литературе, как правило, основываются на следующей линеаризации прямой модели:

$$\delta y = y - y_0 = A(x - x_0) + e_y = A\delta x + e_y, \quad (33)$$

где y_0 – спектр соответствующий опорному (начальному) состоянию x_0 , A – матрица производных вида $\partial F_i / \partial x_j$.

Статистический подход к решению обратной задачи требует знания ковариационной матрицы S_x , построенной по выборке априорных профилей, известных заранее, например, по результатам радиозондовых измерений. Требуется также знание корреляционной матрицы ошибки измерения спектра S_e , которая является частью спецификации спектрометра. Основой статистического оценивания в задачах зондирования атмосферы является метод максимального правдоподобия, который заключается в поиске такой оценки вектора x , которая доставляет максимум следующей функции правдоподобия

$$l(\mathbf{x}) = \ln(P(\mathbf{x} | \mathbf{y})), \quad (34)$$

где $P(\mathbf{x} | \mathbf{y})$ представляет собой условную плотность вероятности наблюдений.

Для нормального закона распределения в пространстве N измерений плотность распределения имеет вид:

$$P(\mathbf{x}) = (2\pi)^{-\frac{N}{2}} |\mathbf{S}_x|^{-\frac{1}{2}} \exp\left\{-\frac{1}{2}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_x)^T \mathbf{S}_x^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{m}_x)\right\}, \quad (35)$$

где \mathbf{m}_x – математическое ожидание вектора \mathbf{x} , вычисленное по той же выборке профилей, что и корреляционная матрица \mathbf{S}_x . Полагая, что и вектора состояний и ошибки измерения распределены по нормальному закону, можно записать функцию правдоподобия как:

$$l(\mathbf{x}) = -\frac{1}{2} \{[\mathbf{y} - F(\mathbf{x})]^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1}[\mathbf{y} - F(\mathbf{x})] + [\mathbf{x} - \mathbf{m}_x]^T \mathbf{S}_x^{-1}[\mathbf{x} - \mathbf{m}_x] + const\}. \quad (36)$$

Если в (36) подставить линеаризованную модель, то выражение примет вид:

$$l(\mathbf{x}) = -\frac{1}{2} \{[\delta\mathbf{y} - \mathbf{A}\delta\mathbf{x}]^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1}[\delta\mathbf{y} - \mathbf{A}\delta\mathbf{x}] + \delta\mathbf{x}^T \mathbf{S}_x^{-1}\delta\mathbf{x} + const\}. \quad (37)$$

Дифференцируя (37) по $\delta\mathbf{x}$ (т.е. применяя операцию градиент) и приравнявая полученное нулевому вектору, можно получить обобщенное статистическое решение для линейного случая, которое в литературе часто называется формулой максимального правдоподобия:

$$\delta\mathbf{x} = \mathbf{S}_x \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{S}_x \mathbf{A}^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} \delta\mathbf{y}. \quad (38)$$

Выражение (38) получено еще и с учетом того, что входящие в него матрицы симметричны. Размерность матрицы, которую требуется обращать в (38) равна $m \times m$, где m – число спектральных каналов. В случае спектров высокого разрешения это число намного больше размерности вектора состояния атмосферы. Поэтому, чтобы снизить размерность матрицы, которую требуется обращать, используется матричное тождество

$$\mathbf{S}_x \mathbf{A}^T (\mathbf{A} \mathbf{S}_x \mathbf{A}^T + \mathbf{S}_\varepsilon)^{-1} = (\mathbf{A}^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1} \mathbf{A} + \mathbf{S}_x^{-1})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1}, \quad (39)$$

которое позволяет обращать матрицу размера $n \times n$, где n – размерность вектора \mathbf{x} .

Для случая нелинейной прямой модели, статистическое решение сводится к поиску максимума (36) или к минимизации следующей целевой функции:

$$J(\mathbf{x}) = [\mathbf{y} - F(\mathbf{x})]^T \mathbf{S}_\varepsilon^{-1} [\mathbf{y} - F(\mathbf{x})] + [\mathbf{x} - \mathbf{m}_x]^T \mathbf{S}_x^{-1} [\mathbf{x} - \mathbf{m}_x]. \quad (40)$$

Для минимизации (40) используются обычно либо метод Ньютона, либо метод Левенберга-Марквардта, который представляет собой сочетание метода Ньютона и метода градиентного спуска. Метод Ньютона описывается следующей итерационной формулой:

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_n - [\nabla^2 J(\mathbf{x}_n)]^{-1} \nabla J(\mathbf{x}_n), \quad (41)$$

где $\nabla^2 J(\mathbf{x})$ - гессиан целевой функции, вычисление которого в общем случае требует вычисления вторых производных прямой модели $F(\mathbf{x})$, что является, в вычислительном плане, трудоемкой процедурой. Нелинейный алгоритм минимизации (40) применяется для линеаризованной прямой модели и поэтому при вычислении гессиана целевой функции вторыми производными прямой модели пренебрегается. Метод Ньютона характеризуется тем, что будучи примененным к строго выпуклой квадратичной целевой функции (что означает строго линейную прямую модель), сходится за одну единственную итерацию. Однако, данный метод не обладает свойством глобальной сходимости, т.е. он может не сходиться вообще, если начальное приближение \mathbf{x}_0 слишком далеко от истинного состояния атмосферы. Метод Левенберга-Марквардта, обладающий лучшей сходимостью в глобальном смысле, имеет следующую итерационную формулу:

$$\mathbf{x}_{n+1} = \mathbf{x}_n - [\nabla^2 J(\mathbf{x}_n) + \gamma \mathbf{I}]^{-1} \nabla J(\mathbf{x}_n), \quad (42)$$

где \mathbf{I} – единичная матрица, γ - множитель, определяемый адаптивно в процессе поиска минимума (40).

Размерность вектора состояния \mathbf{x} равна $N_p \times N_h + 1$, где N_p – число атмосферных параметров, высотные профили которых надо

восстановить (температура является обязательным параметром), N_h – число узлов высотной сетки, единица отвечает за температуру поверхности. Размерность задачи можно уменьшить, если представить атмосферные профили в виде разложения по собственным векторам корреляционной матрицы \mathbf{S}_x :

$$\mathbf{x} = \mathbf{m}_x + \sum_{i=1}^M c_i \mathbf{v}_i, \quad (43)$$

где \mathbf{v}_i – i -й собственный вектор, а c_i – коэффициент разложения. Ограничивая ряд (43) несколькими первыми членами и сводя задачу к нахождению коэффициентов разложения, можно понизить размерность задачи. Обрезание ряда (43) первыми членами соответствует поиску решения на множестве гладких функций, как это делается в случае регуляризации по Тихонову.

Практическая реализация статистического решения требует наличия обширной базы начальных приближений, для того чтобы можно было выбрать начальное приближение как можно более близкое к искомому решению, так как от этого зависит точность решения. Для удовлетворительного восстановления аномальных высотных профилей, выборка радиозондовых измерений также должна содержать достаточное количество аномальных профилей. Аномальными здесь называются такие профили, вероятность появления которых невысока и в ансамбле, по которому построена матрица \mathbf{S}_x , подобные профили встречаются редко.

Метод регуляризации Тихонова сводится к минимизации следующего сглаживающего функционала:

$$J(\delta \mathbf{x}) = \|\mathbf{A} \delta \mathbf{x} - \delta \mathbf{y}\|_2^2 + \alpha^2 \|\mathbf{L} \delta \mathbf{x}\|_2^2, \quad (44)$$

где α – параметр регуляризации, а \mathbf{L} – матрица, определяющая меру простоты решения. Если в (44) положить $\mathbf{L} = \mathbf{S}_x^{-1/2}$ и $\alpha = 1$, то сглаживающий функционал будет представлять собой выражение (40) для линеаризованной прямой модели, хотя данный метод более подходит для тех случаев, когда априорная информация об искомых профилях практически

отсутствует. В самом простом случае $\mathbf{L} = \mathbf{I}$, в других случаях данная матрица строится с использованием дискретных оценок первых или вторых производных вектора состояния по высоте. Обобщенная обратная матрица (44) имеет вид:

$$\mathbf{A}^{\#} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A} + \alpha^2 \mathbf{L}^T \mathbf{L})^{-1} \mathbf{A}^T. \quad (45)$$

Основной проблемой при использовании данного метода является выбор параметра регуляризации при заданной погрешности исходных данных. Существует несколько критериев выбора параметра регуляризации. Один из них – это принцип невязки, который заключается в выборе такой величины α , при которой выполняется равенство

$$\|\mathbf{A}\delta\mathbf{x} - \delta\mathbf{y}\|^2 = c, \quad (46)$$

где $\delta\mathbf{x}$ – решение, найденное при минимизации (45), а c – верхняя граница погрешностей наблюдения, т.е. $\|\mathbf{e}\|^2 \leq c$. Другой критерий выбора параметра регуляризации – метод L-кривой. Данный метод заключается в построении кривой в координатах логарифма нормы остаточного вектора $\|\mathbf{A}\delta\mathbf{x} - \delta\mathbf{y}\|_2$ от логарифма нормы регуляризованного решения $\|\mathbf{L}\delta\mathbf{x}\|_2$ и выборе параметра α , соответствующего точке максимальной кривизны этой кривой. Таким образом, сам по себе поиск параметра регуляризации любым из описанных выше способов требует многократной минимизации (45).

Ранее для восстановления атмосферных параметров предложена дополнительная обработка интерферограммы, полученной прибором IMG, с целью понижения спектрального разрешения и понижения размерности вектора спектра. При этом улучшается соотношение сигнал/шум и уменьшаются неточности связанные с определением аппаратной функции прибора. Однако такое искусственное снижение разрешающей способности прибора приводит к снижению высотного разрешения метода восстановления высотных профилей и к невозможности восстановления профиля температуры независимо от восстановления профиля влажности.

Обратная задача (46) в атмосферной оптике в общем случае является некорректной – решение существует, но его единственность и устойчивость нуждаются в доказательстве или проверке. Для обеспечения единственности решения (или сужения коридора неоднозначности), как правило, привлекается дополнительная информация о возможном поведении решения; для обеспечения устойчивости используются методы регуляризации.

Методы регуляризации изначально применялись для многоканальных спектрорадиометров с небольшим числом спектральных каналов, когда число неизвестных (количество определяемых параметров) превышало количество уравнений задачи (число используемых спектральных каналов). В этом случае задача была изначально вырожденной (неоднозначной) и использование любой априорной информации об искомых параметрах было крайне необходимо. С появлением спектрометров высокого спектрального разрешения ($\sim 0.1 \text{ см}^{-1}$) обратная задача стала существенно переопределенной, т.е. количество информативных спектральных каналов (число уравнений), как правило, на порядок-два превышает число искомых (неизвестных) параметров атмосферы. Поэтому в некоторых случаях становится возможным практически отказаться от регуляризации и для решения обратной задачи использовать минимизацию квадратичной невязки измеренных и расчетных спектров (МНК) с ограничениями, без привлечения дополнительной информации об искомом решении. Целевая функция, используемая в МНК Гаусса, выглядит как:

$$J(x) = \|F(x, b) - y\|_2^2. \quad (47)$$

Вычислительная трудность применения всех перечисленных методов для анализа спектров высокого разрешения обусловлена большой размерностью обратной задачи: в пространстве измерений – число спектральных каналов, в пространстве решений – число узлов высотной сетки, умноженное на число восстанавливаемых вертикальных профилей.

3.2 Фотометрическое определение аэрозольной оптической толщи для безоблачной атмосферы

Аэрозоль, наряду с парниковыми газами и облачностью, играет важную роль в радиационно-климатических процессах. Одним из эффективных подходов определения оптических характеристик атмосферного аэрозоля являются методы фотометрии прямого («метод прозрачности») и рассеянного солнечного излучения. В настоящее время наиболее развитой системой, с точки зрения автоматизации измерений, оперативности получения данных и глобального охвата, является сеть аэрозольных наблюдений AERONET (<http://aeronet.gsfc.nasa.gov>). Громадные пространства азиатской части России до последнего времени практически не были вовлечены в глобальную систему аэрозольного мониторинга, несмотря на важнейшую роль территории в аэрозольно-газовых обменах и климатических процессах.

Организация регулярных наблюдений

Организацией сетевого мониторинга характеристик атмосферного аэрозоля на территории Урала и Сибири (AEROSIBNET) преследуются долговременные цели – уточнение климатического воздействия аэрозоля, выявление особенностей пространственно-временной изменчивости и оценки роли местных, региональных и глобальных факторов. К настоящему времени оборудованы пункты и организовано наблюдение в следующих районах: в Томске – с октября 2003 г.; в п. Торы – с декабря 2003 г. (с годичным перерывом в 2004 г.); вблизи Якутска и Екатеринбурга – с июня 2004 г.; вблизи Уссурийска – с ноября 2004 г. (рис. 1).

На Урале наблюдения ведутся на территории Коуровской астрономической обсерватории УрГУ, расположенной в лесном массиве вблизи с. Слобода примерно в 80 км северо-восточнее г. Екатеринбурга. Высота установки фотометра над уровнем земли – 7 м, над уровнем океана – 300 м. Климат района можно характеризовать как умеренно

континентальный, преимущественное направление ветров – с запада на восток. Зима характеризуется достаточно сильными снегопадами, в теплый период частыми являются сильные грозы, а также туманы из-за близости к р. Чусовой. Хотя район в целом можно характеризовать как «фоновый», нельзя не учитывать близости крупных центров металлургической промышленности – в первую очередь заводы г. Первоуральска и г. Ревды.



Рис. 1. Карта расположения фотометров сети AEROSIBNET

В настоящее время автоматизированная сеть аэрозольных наблюдений AERONET насчитывает более 120 станций – Sun-Sky фотометров CE 318 на всех континентах планеты. На территории России, кроме вышеуказанных районов, наблюдения ведутся в Красноярске (ранее в Барнауле) и Москве. В базовом варианте прибора прямая радиация измеряется (каждые 15 мин) на длинах волн 0,34; 0,38; 0,44; 0,50; 0,67; 0,87; 0,94; 1,02 мкм. Полученные данные используются для определения аэрозольной оптической толщи (АОТ) в семи спектральных участках и влагосодержания атмосферы (канал 0,94 мкм). Погрешность определения АОТ атмосферы составляет $\pm 0,01$ – $0,02$. Измерения рассеянной радиации на альмукантарате Солнца и в главной плоскости проводятся на четырех длинах волн – 0,44; 0,50; 0,67 и 0,87 мкм, в среднем один раз в час.

Важным достоинством сети AERONET является высокая информативность. Благодаря применению современных методов решения обратных задач, кроме АОТ и влагосодержания атмосферы восстанавливаются микроструктура аэрозоля, показатель преломления, индикатриса рассеяния, фактор асимметрии и альбеда однократного рассеяния (АОТ) аэрозоля. Последняя характеристика имеет наибольшую неопределенность с точки зрения радиационного возмущающего аэрозольного воздействия.

3.3 Экспериментальное оборудование и методы измерения спектров пропускания безоблачной атмосферы.

Объекты исследования

Объектами исследований на данном этапе являются: функция пропускания атмосферы инфракрасном и видимом диапазоне; радиационно-активные атмосферные газы (CH_4 , CO , CO_2 , N_2O , HCl , HF и другие); атмосферный аэрозоль и его оптические характеристики; уравнение переноса излучения ближнего ИК диапазона в молекулярно-аэрозольной безоблачной атмосфере на основе полинейной (line-by-line) модели.

Цели и задачи НИР

В распоряжении исполнителей проекта имеется Уральская атмосферная Фурье-станция (УАФС) оснащенная современным инфракрасным Фурье-спектрометром высокого разрешения модели Bruker IFS-125M, сопряженным с солнечным трекером Bruker A547/N, расположенная в солнечном павильоне Коуровской астрономической обсерватории УрГУ, село Слобода Первоуральского района Свердловской (примерно 80 км северо-западнее г. Екатеринбурга).

Назначение прибора – спектроскопия малых газовых компонентов атмосферы для геофизических и экологических целей, в том числе для

калибровки/валидации спутниковых данных. Разрешение сканера – $0,0035 \text{ см}^{-1}$; длина оптического пути – 258 см ; полный спектральный диапазон покрываемый 3 детекторами $600 \text{ см}^{-1} - 25000 \text{ см}^{-1}$; чувствительность приемника в диапазоне $25000-9500 \text{ см}^{-1}$ $\text{NEP} < 10^{-14} \text{ Вт Гц}^{-\frac{1}{2}}$, в диапазоне $10000-600 \text{ см}^{-1}$ $D^* > 2.5 \times 10^{10} \text{ см Гц}^{\frac{1}{2}} \text{ Вт}^{-1}$; диапазон слежения трэкера: азимут $0^\circ - 315^\circ$, вертикаль $10^\circ - +85^\circ$, точность слежения $\pm 4 \text{ мин. дуги}$, скорость слежения – не более $2^\circ/\text{с}$.

В рамках проекта в качестве базового экспериментального метода мониторинга атмосферы используется измерение спектральной прозрачности атмосферы в тепловом и ближнем инфракрасном диапазоне с высоким разрешением. Для этого применяется метод активного зондирования атмосферы, в котором в качестве источника излучения используется Солнце. Солнечное излучение (изначально близкое к излучению черного тела) проходит сквозь атмосферу Земли, по пути поглощаясь оптически активными атмосферными газами. Спектр поглощения (пропускания атмосферы) регистрируемый с достаточно высоким разрешением, позволяющим хорошо прописывать вращательную структуру колебательных полос поглощения атмосферных газов, несет качественную и количественную информацию о молекулярном составе атмосферы.

Для задач 2 этапа проекта в качестве ИК рабочего диапазона был использован спектральный интервал $4000-11000 \text{ см}^{-1}$. Измеренные на УАФС спектры пропускания атмосферы стандартизованы для целей международной программы TCCON валидации спутниковых данных.



Рис. 2. Фурье спектрометр Bruker IFS 125M в лаборатории солнечного павильона Коуровской астрономической обсерватории УрГУ



Рис. 3. Солнечный трекер А547N для приема излучения Солнца и передачу его к входному отверстию Фурье-спектрометра Bruker IFS 125M

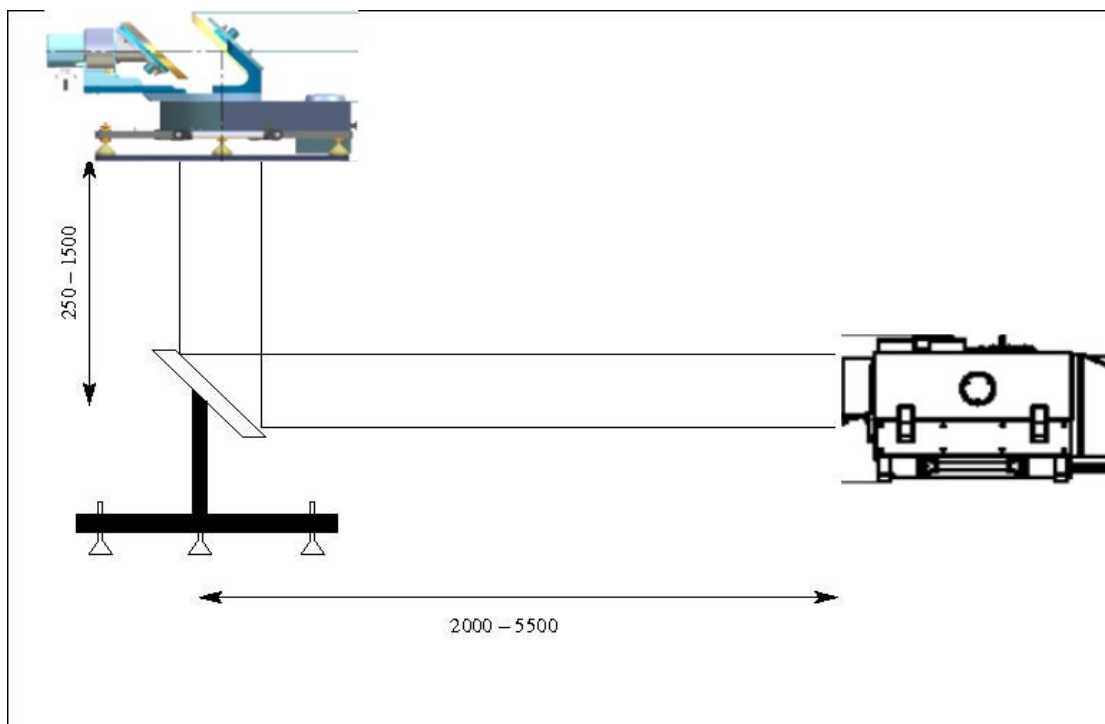


Рис. 4. Принципиальная схема приема солнечного излучения солнечным трекером и транспортировка его к входному устройству Фурье-спектрометра

Для исследования аэрозольной спектральной прозрачности атмосферы в Коуровской астрономической обсерватории используется солнечный фотометр CIMEL Electronique CE 318-2 (он не состоит на балансе УрГУ, является собственностью NASA (США) и предоставлен во временное пользование по программе NASA AERONET).

Данный автоматический солнечный фотометр предназначен для высокоточных измерений аэрозольной оптической толщи атмосферы. Используется как основной рабочий инструмент в сетевой программе NASA AERONET (около 200 станций по всему земному шару). Имеет 8 интерференционных фильтров на длинах волн 440, 670, 870, 870,870, 936, 1020 нм, работает полностью в автоматическом режиме. Измерения аэрозольной оптической толщи и других параметров полностью стандартизованы в рамках международной программы NASA AERONET. Предусмотрена калибровка прибора на территории США каждые полгода.



Рис. 5. Солнечный фотометр CIMEL Electronique CE 318-2 на крыше солнечного павильона коуровской астрономической обсерватории УрГУ

Роль аэрозольных фотометрических исследований в проекте представляется весьма значимой. На основе анализа величины аэрозольной оптической толщи, измеренной в районе Коуровской астрономической обсерватории определяются состояния безоблачной и слабоаэрозольной атмосферы, пригодные для снятия и последующего анализа инфракрасных спектров пропускания Фурье-спектрометром Bruker IFS 125M.

Важной представляется и информация о текущих метеоусловиях во время наблюдений в районе наблюдений. Данная информация предоставляется автоматизированным ультразвуковым метеорологическим комплексом «Метео-2» (прибор не состоит на балансе УрГУ, является собственностью Института промышленной экологии УрО РАН), также расположенным в точке наблюдений в Коуровской астрономической обсерватории. Он предназначен для измерения в приземном слое атмосферы

турбулентных пульсаций температуры воздуха и трех ортогональных компонент скорости ветра, средних значений температуры воздуха, скорости и направления ветра, а также средних значений атмосферного давления и относительной влажности воздуха.

Основные технические характеристики:

диапазон измеряемых температур воздуха от -45° до $+50^{\circ}$ С,

направление горизонтального ветра от 0 до 360° ,

диапазон измеряемых скоростей ветра 0-30 м/с,

цифровой выход RS 232 4800 бит/с, обеспечение возможности круглосуточной работы в любых погодных условиях без участия оператора.

3.4 Теоретические методы решения обратной задачи по определению аэрозольной оптической толщи атмосферы и концентрации следовых газов

Прикладные аспекты методов теоретических исследований базируются, в частности, на широком использовании оригинального программного обеспечения (кода) FIRE-ARMS. Ниже кратко описаны возможности данного программного обеспечения.

Программное обеспечение FIRE-ARMS

Программное обеспечение FIRE-ARMS (<http://remotesensing.ru>) под ОС Windows разрабатывалось с дружественным пользовательским интерфейсом. Прямая модель позволяет вычислять спектры как восходящего, так и нисходящего излучения атмосферы. С использованием базы данных HITRAN вычисляются спектры яркости, яркостной температуры и пропускания безоблачной слабоаэрозольной атмосферы, в диапазоне 0-10000 см^{-1} с разрешением до 0.0001 см^{-1} для различных геометрий наблюдения: надир, зенит, лимб, наклонные трассы. Алгоритмы обратной модели (минимизация невязки измеренного и модельного спектра с ограничениями на искомые параметры) предоставляют возможность решения обратных

задач инфракрасной атмосферной оптики для определения вертикальных профилей температуры и профилей оптически активных газов из спектров яркости атмосферы, регистрируемых современными спутниковыми спектрометрами достаточно высокого разрешения типа IMG, AIRS, TES, IASI и других.

Спектр может вычисляться для нескольких неперекрывающихся спектральных интервалов. Окно отображения спектров отображает спектры, как для каждого интервала, так и одновременно для всех интервалов. Последний вариант показан на рис. 35. Приведены интервалы, использующиеся для восстановления профиля температуры. В это же окно может быть загружен наблюдаемый спектр для сравнения его с модельным. Программа имеет окно для выбора набора изотопомеров (см. Рис.10), спектральные линии которых используются при всех расчетах. Изотопомеры расположены в порядке убывания их естественной распространенности. Окно восстановления атмосферных параметров (рис. 36) позволяет наблюдать за процессом решения обратной задачи. Высотные профили и подгонка спектров отображаются на каждой итерации алгоритма.

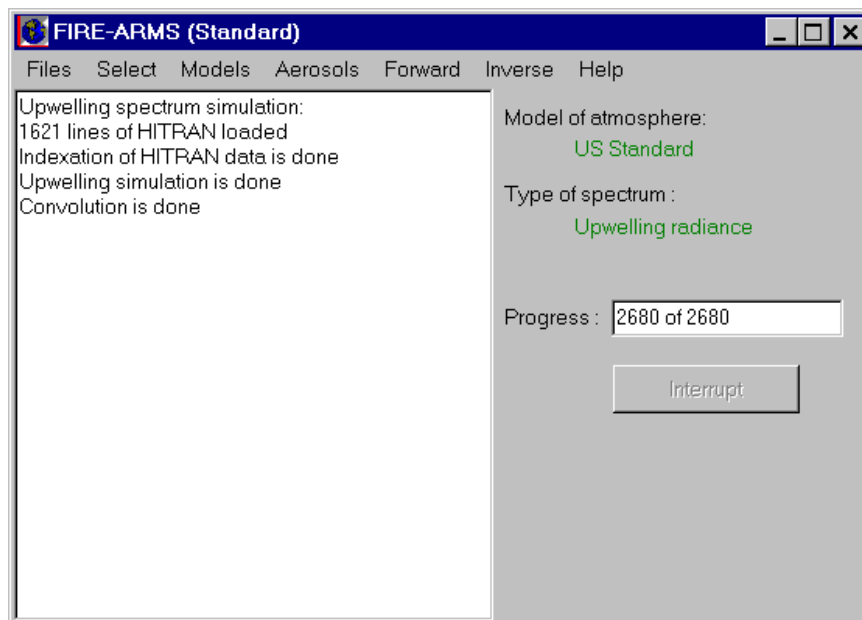


Рис. 6. Главное меню программы FIRE-ARMS

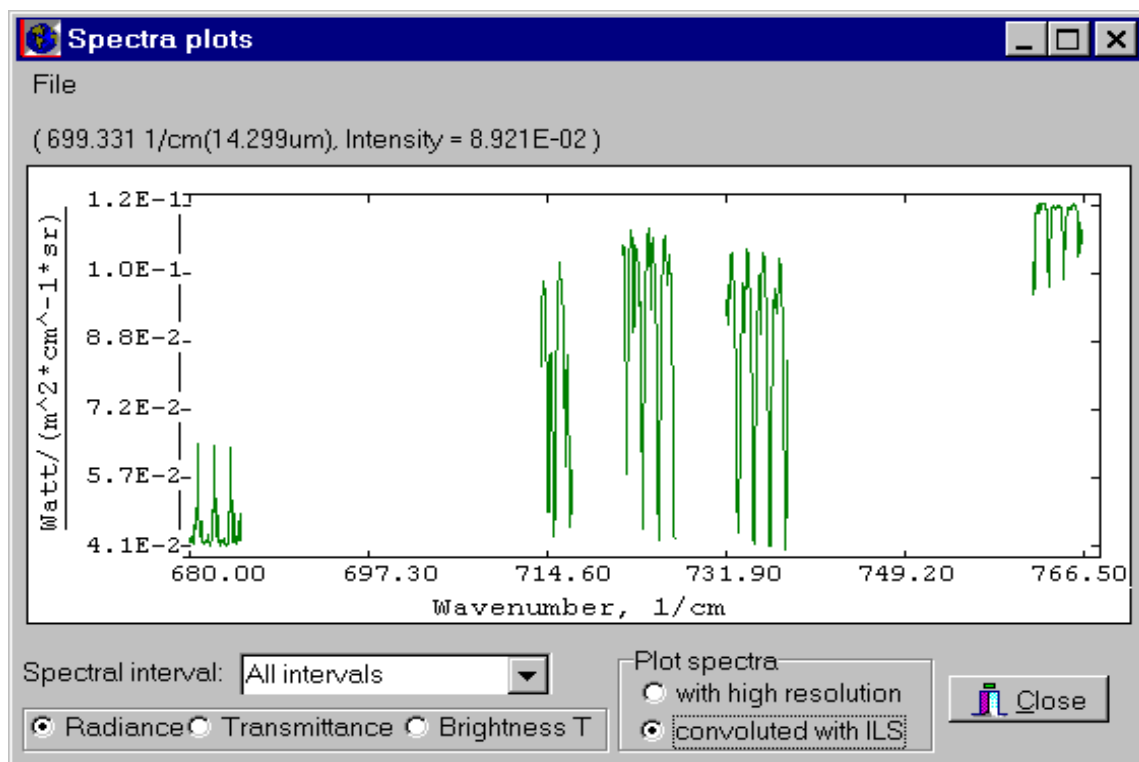


Рис. 7. Окно отображение вычисленных спектров в программе FIRE-ARMS

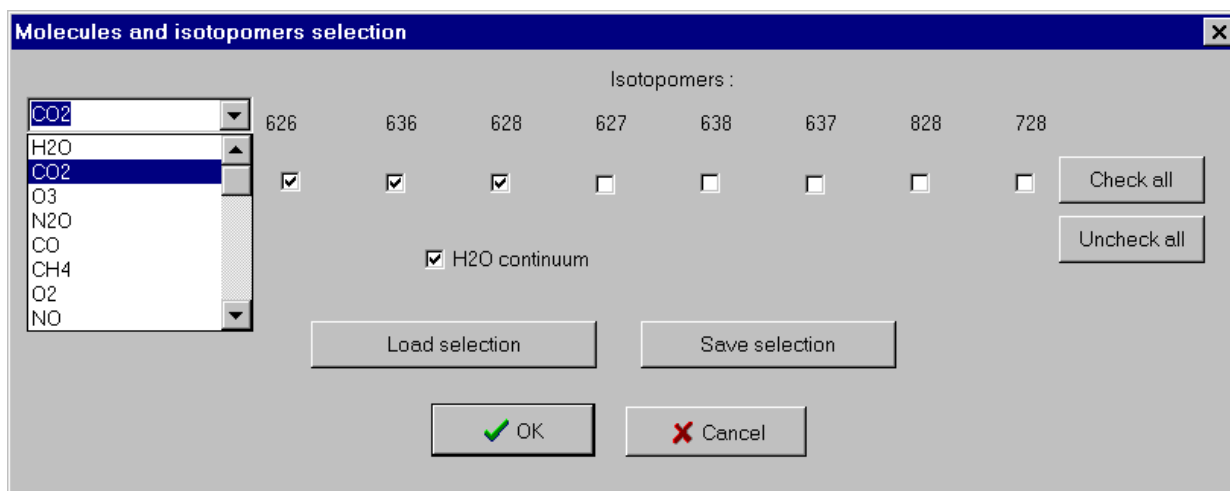


Рис. 8. Окно выбора изотопомеров. Выбор изотопомеров осуществляется простым щелчком мыши. Набор изотопомеров может быть сохранен в файле и загружен из файла

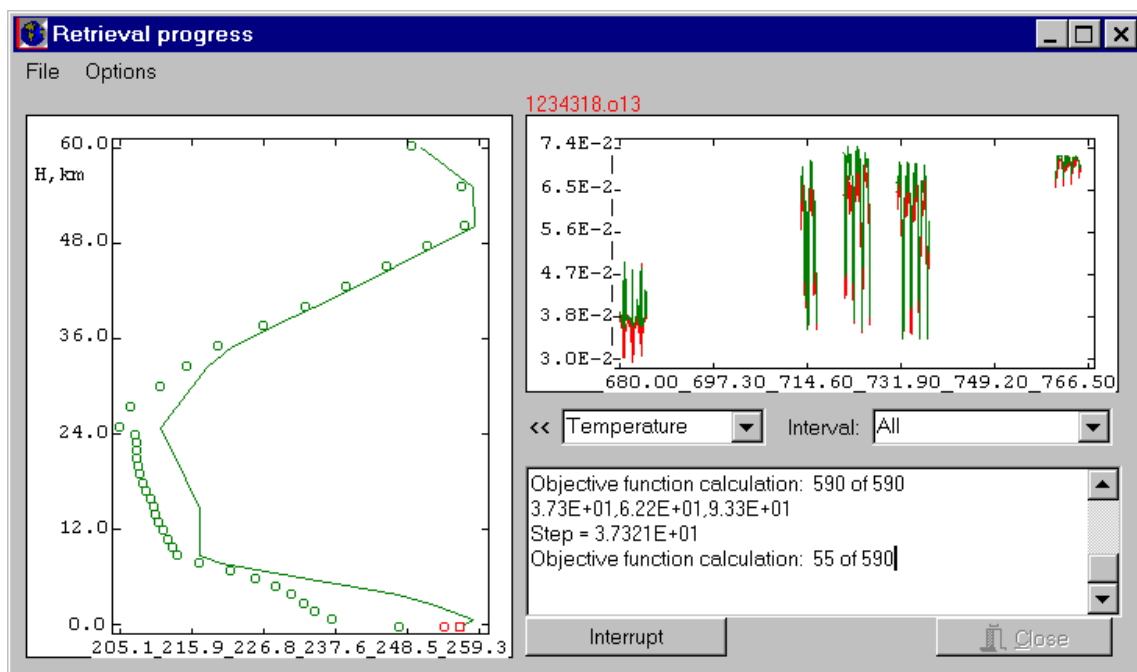


Рис. 9. Окно FIRE-ARMS отображающее процесс восстановления профиля температуры

Программа имеет развитую систему отображения и генерации атмосферных моделей. Профиля, составляющие атмосферную модель, как опорные, так и восстановленные отображаются как на графиках, так и в виде редактируемой таблицы. Графическое и табличное окна отображения атмосферных моделей показаны на рисунках. Программа также содержит систему редактирования высотной сетки и перерасчета атмосферной модели к новой высотной сетке. Программа также осуществляет вычисление полного содержания каждого газа составляющего атмосферу в молях в вертикальном столбе с площадью основания в 1 м^2 . Аэрозольные модели могут быть как загружены из внешних файлов, так и введены в ручную в редактируемую таблицу аналогичную таблице атмосферных моделей. Излучательная способность поверхности может быть как задана постоянной для каждого спектрального интервала, так и загружена спектральная зависимость излучательной способности заданная таблично.

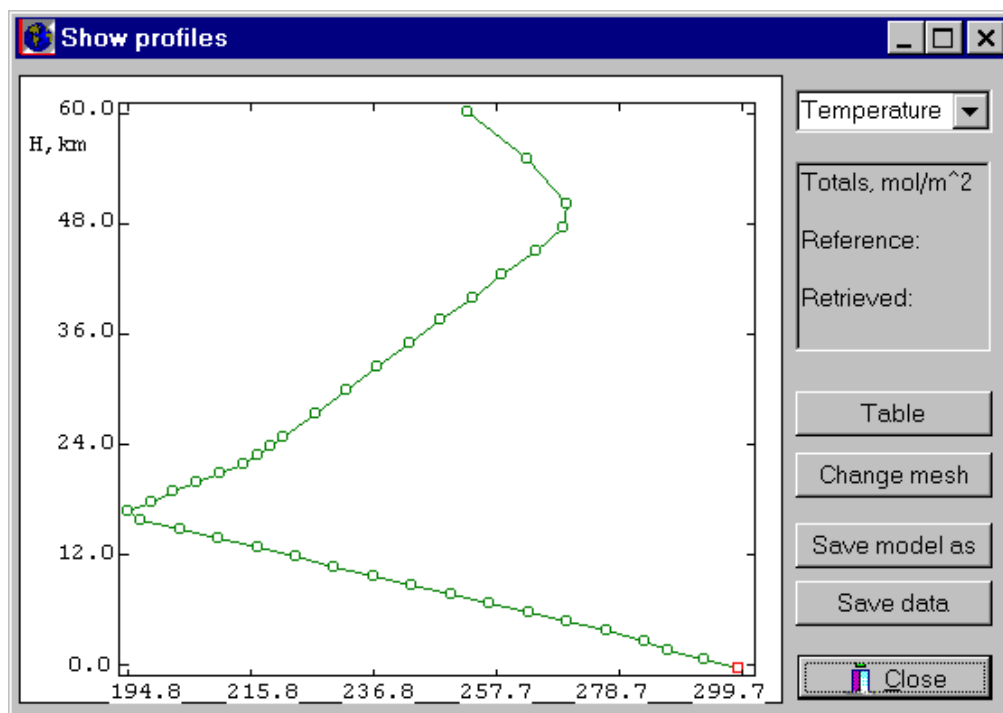


Рис. 10. Окно отображения атмосферной модели в графическом виде. Сплошная линия – опорный профиль, который остается неизменным в процессе восстановления профиля, Кругами отмечен варьируемый в процессе восстановления профиля. В момент загрузки атмосферной модели оба профиля совпадают

Вычисление весовых функций ведётся с отображением высотных профилей производных в виде непрерывной мультипликации, так что пользователь имеет возможность наблюдать движение максимума весовой функции с изменением волнового числа, для которого производится вычисление. Это дает возможность составить предварительное представление о пригодности того или иного интервала для восстановления высотного профиля любого из атмосферных параметров. Все вычисленные весовые функции могут быть сохранены, а затем загружены для просмотра в предназначенном для этого окне программы, которое показано на рис. 40. Это и большинство графических окон программы снабжены функциями позиционирования курсора мыши в координатах графика, что позволяет пользователю определять координаты интересующих его особенностей.

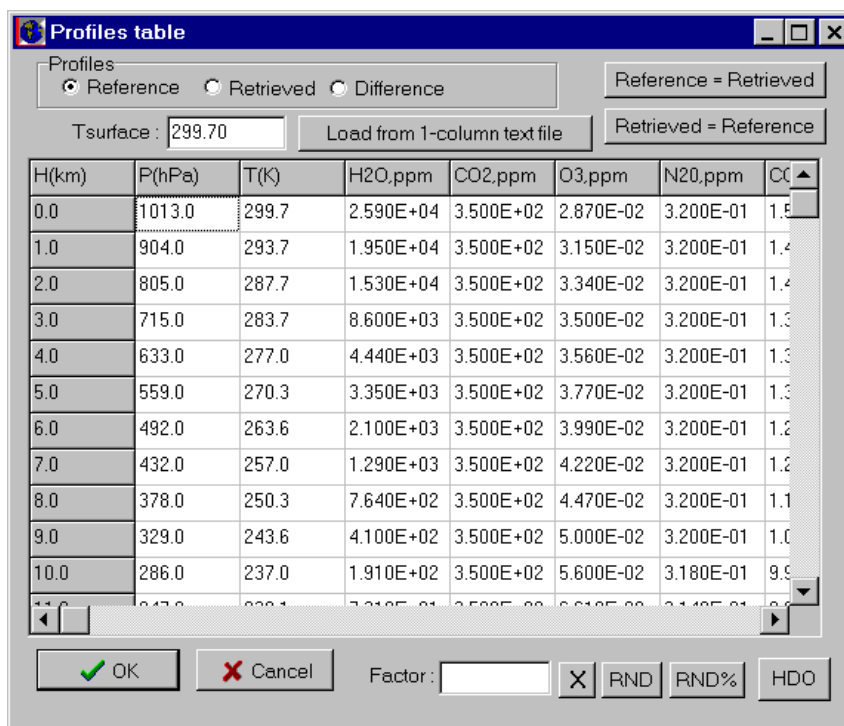


Рис. 11. Редактируемая таблица атмосферных профилей. Имеются следующие возможности: умножение профиля на число, загрузка из файла столбца с новыми значениями, добавление случайного шума заданной амплитуды, моделирования высотного распределения HDO

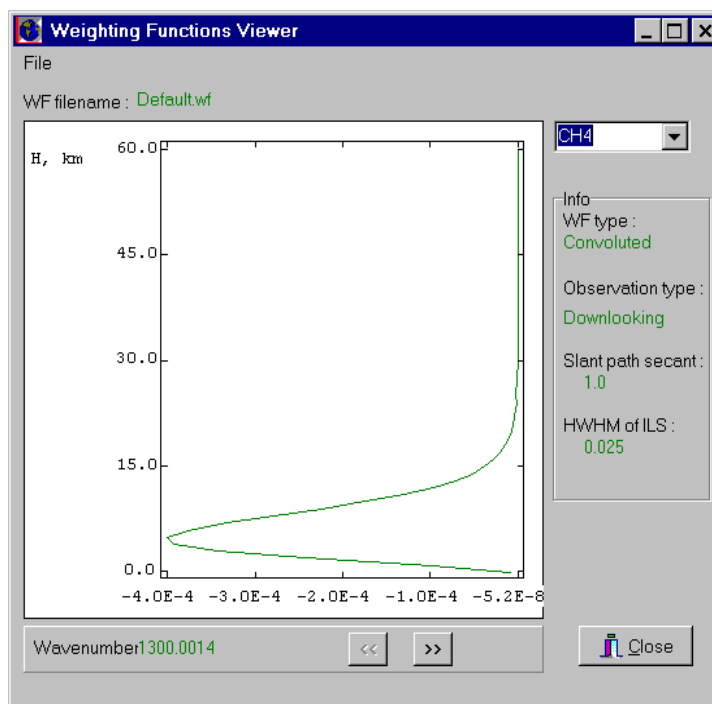


Рис. 12. Окно просмотра весовых функций. В данном случае показана весовая функция для концентрации метана

FIRE-ARMS для Windows имеет систему контекстной помощи и позволяет пользователю начать использование программы не читая руководства. Грибановым К.Г. также была разработана версия программного обеспечения FIRE-ARMS с открытым исходным кодом на языке FORTRAN, пригодная для компиляции в Unix-подобных операционных системах. Она доступна на сайте <http://remotesensing.ru>. Эта версия содержит процедуры и базы данных для учета эффекта смещения линий в Q-ветвях изотопомеров CO₂ и CH₄, различные модели континуума водяного пара. Данная версия включает различные методы решения обратных задач для определения профилей температуры и оптически активных газов (метод минимизации невязки с ограничениями, метод оптимальной статистической оценки, метод главных компонент) и содержит возможности графического вывода результатов в формате PostScript. Открытость исходного кода позволяет другим исследователям использовать данный пакет FIRE-ARMS для разработки собственных приложений. В процессе предварительных теоретических исследований проведена верификация оригинального кода FIRE-ARMS - сравнение line by line прямой модели переноса теплового излучения входящей в программный пакет FIRE-ARMS с аналогичными программными пакетами других авторов. Результаты различных моделей хорошо согласуются вплоть до разрешения 0.001 см⁻¹.

Программный пакет GFIT

Для определения количественного содержания искомых следовых газов в атмосфере из ее ИК спектров пропускания, измеренных на УАФС, использовался программный пакет GFIT разработанный в Jet Propulsion Laboratory. Спектры анализируются с использованием line-by-line алгоритма разработанного в Jet Propulsion Laboratory. В процедуре восстановления используется метод наименьших квадратов, а целевая функция χ^2 определяется как:

$$\chi^2 = \sum_i \frac{[Y_i^M - Y_i^C(x)]^2}{\sigma_i^2},$$

где Y_i^M - значение измеренного спектра в i -ом канале, Y_i^C - значение модельного спектра (прямая модель) в i -ом канале, x - масштабирующий множитель при концентрации искомого газа, σ_i^2 - неопределенность в значении измеренного спектра в i -ом канале. В прямой модели атмосфера представлена 70 уровнями по вертикали. Зависимость коэффициентов поглощения от температуры и давления для каждого уровня вычисляется методом line-by-line и используются в прямой модели для расчета спектра Y_i^C для сравнения.

Близкие по времени вертикальные профили давления и температуры берутся из базы данных реанализа NOAA's Climate Diagnostics Center (CDC), в которой содержатся ежедневные данные о температуре на 17 уровнях от 1000 to 10 mbar на географической сетке с разрешением $1^0 \times 1^0$. Для уровней с давлением меньше 10 mbar, используется стандартные климатологические профили температуры. Анализ температурной чувствительности восстановленного отношения CO_2/O_2 выявил T-зависимость около 0.07% / K. Наприме, если CDC профили имеют систематическую ошибку 5 K на всех уровнях атмосферы, то ошибка CO_2/O_2 будет 0.35% или около 1 ppmv. Спектроскопические параметры искоемых газов берутся из базы данных HITRAN.

Аалгоритм решения обратной задачи в GFIT позволяет одновременно восстанавливать полное содержание в столбе различных молекул. В прямой модели атмосфера разбивается на 70 уровней от 0 до 69 км. Зависимость коэффициентов поглощения газов от давления и температуры рассчитывается методом line-by-line для каждого атмосферного уровня. Функция пропускания атмосферы T представляется как:

$$T(\nu_i) = \exp[-\sum p_l n_i \sum \lambda_g m_{l,g} \sum s_{l,g,k} f_{l,g,k}(\nu_i - \nu_{l,k})],$$

где p_l и n_l эффективная длина оптического пути и концентрация молекул (molecule cm^{-3}) на l -том уровне; $m_{l,g}$ это a priori volume-mixing ratio g -го газа на l -том уровне; $s_{l,g,k}$ и $f_{l,g,k}$ интенсивность линии ($\text{cm molecule}^{-1} \text{ cm}^{-1}$) и нормализованная функция контура линии k -ой линии поглощения g -го газа на l -ом уровне атмосферы; а $\nu_{l,k}$ центр линии (cm^{-1}) k -ой линии поглощения на l -ом атмосферном уровне. Параметр g – масштабирующий множитель при концентрации (VMR) g -го газа (для газа с точно известной концентрацией (mixing ratio) такого как O_2 , g – фактически является масштабирующим множителем оптической толщины (the photon path scale factor). Вертикальные профили давления и температуры для каждого дня измеренных спектров пересчитываются из данных реанализа NCEP/NCAR, которые включают 17 атмосферных уровней от 1000 to 10 mbar с разрешением $2.5^0 \times 2.5^0$ на географической сетке. Для высот атмосферы с давлением меньше 10 mbar используются стандартные климатологические профили температуры. Длина оптического пути между каждым атмосферным уровнем рассчитывается с учетом значения зенитного угла солнца (SZA), давления на данной высоте и индекса рефракции атмосферы. Все эти факторы вместе с интенсивностями линий поглощения и контурами линий predeterminedены и сохраняются неизменными в процессе подгонки спектров. В процессе восстановления используется алгоритм метода наименьших квадратов для подгонки спектров в каждом окне, чтобы получить множитель при количестве искомого газа в атмосферном столбе по наклонной трассе.

Спектры пропускания атмосферой солнечного излучения содержат полезную информацию о концентрациях поглощающих газов в атмосфере, в частности – о средней концентрации газа в наклонном атмосферном столбе (VMR). С другой стороны, расчет средней концентрации газа в атмосферном столбе (VMR) необходим для сравнения с другими данными.

Величина VMR, подсчитанная для сухого воздуха, является лучшим трассером исследуемого газа, поэтому истинное значение VMR конвертируется алгоритмом GFIT в VMR для сухого воздуха, чтобы исключить вариации связанные с вариациями водяного пара в атмосфере. Таким образом, среднее значение Volume Mixing Ratio (VMR) x для любого газа может быть рассчитано из восстановленных значений в атмосферном столбе следующим образом:

$$f_{x,avg} = \frac{column_x}{total_dry_column}$$

Где *total dry column* задается выражением:

$$total_dry_column = \frac{P_s}{m_{air}g} - column_{H_2O}$$

Поскольку вкладом от атмосферного столба водяного пара в полное атмосферное давление можно пренебречь, то получим:

$$total_dry_column = \frac{P_s}{m_{air}g}, \text{ или}$$

$$ColumnAverageVMR = \frac{column_x}{total_dry_column} = \frac{column_x}{(P_s / m_{air}g)} = \left[\frac{column_x}{P_s \times 2.12 \times 10^{22}} \right] \times 10^9 \text{ ppbv}$$

где $column_x$ – относительная концентрация газа в столбе, P_s – атмосферное давление у поверхности, m_{air} – молекулярная масса воздуха, g – ускорение свободного падения.

4. Отчет по обобщению и оценке результатов исследований

4.1 Эксперименты по измерению на УАФС спектров пропускания безоблачной атмосферой солнечного излучения в диапазоне 4000-11000 см⁻¹

За период выполнения НИР в 2009–2011 гг. на Уральской атмосферной Фурье-станции УрФУ была отработана технология измерения спектров пропускания безоблачной атмосферой солнечного излучения в соответствии со стандартами европейского сегмента TCCON (Total Carbon Column Observing Network), рис. 13. Было измерено около 400 спектров пропускания безоблачной атмосферы в диапазоне 4000-11000 см⁻¹ с разрешением от 0.05 см⁻¹ до 0.0035 см⁻¹ и высоким отношением сигнал/шум около 1000. Измерения проводились в различные сезоны года, в безоблачные, безветренные солнечные дни. Одновременно проводились независимые измерения аэрозольной оптической толщины атмосферы на локальном сегменте международной сети мониторинга атмосферно аэрозоля AERONET. Затем проводилась селекция спектров, отвечающих состоянию атмосферы со слабым аэрозольным замутнением. Для решения обратной задачи по определению концентрации искомых парниковых и загрязняющих атмосферу газов выбирались спектры, соответствующие состоянию атмосферы с аэрозольной оптической толщиной атмосферы в ближнем инфракрасном диапазоне не более 0,05.

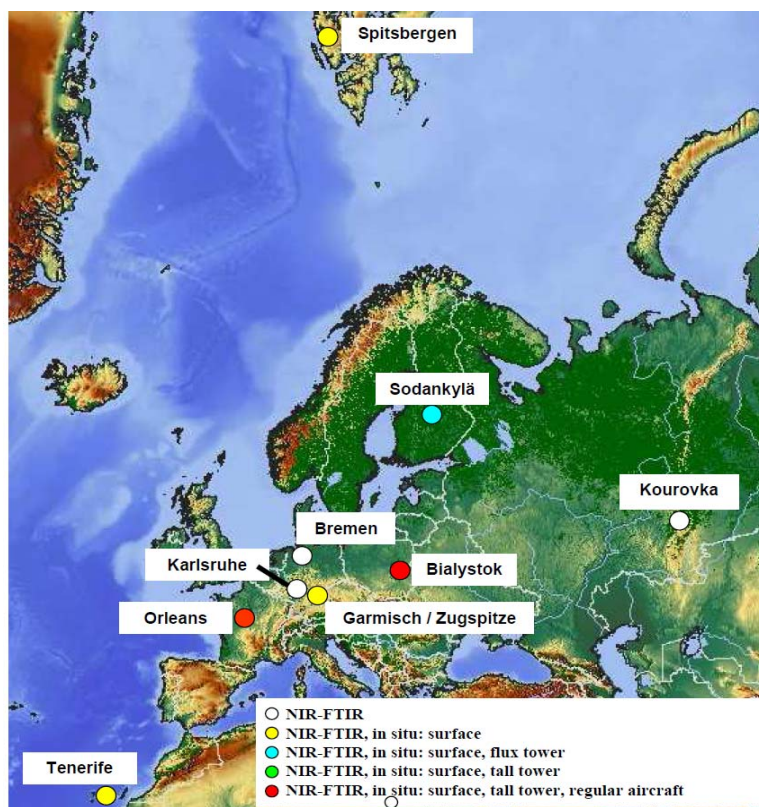


Рис. 13. Европейский сегмент международной сети ИК Фурье-обсерваторий наземного базирования TCCON. УАФС УрФУ в Коуровке является новой станцией TCCON (57.038 с.ш.; 59.545 в.д.), расположенной на границе Европа-Азия в 80 км на северо-запад от Екатеринбурга в лесной зоне с фоновой атмосферой

Для определения аппаратной функции Фурье спектрометра УАФС была проведена серия экспериментов со стандартной кюветой с HCl низкого давления. Полученная аппаратная функция близка к теоретической аппаратной функции Фурье спектрометров – $\sin(x)/x$. Исследованы возможности прямой модели и ПО FIRE-ARMS для идентификации сигналов различных изотопомеров парниковых газов в натурных ИК спектрах атмосферы высокого разрешения. Для идентификации изолированных сигналов искомого изотопомера с помощью FIRE-ARMS моделируется спектр высокого разрешения с включением всех молекулярных составляющих из базы данных HITRAN, производится его свертка с аппаратной функцией прибора, затем моделируется второй такой же спектр без включения искомого изотопомера. Ниже на рисунках приведены характерные примеры такой идентификации сигналов изотопомеров

различных парниковых газов в натурных ИК спектрах атмосферы высокого разрешения. Образцы сигналов изотопомеров $^{13}\text{CH}_4$, $^{13}\text{CO}_2$ и HDO , обнаруженные в спектрах, регистрируемых Фурье-спектрометрами наземного базирования, приведены на рис. 14-16.

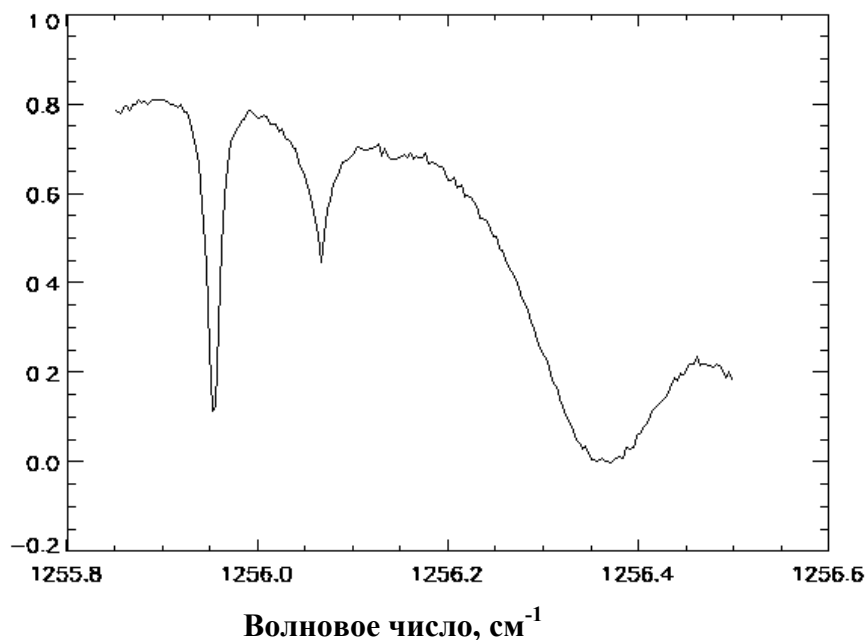


Рис. 14. Линия изотопа $^{13}\text{CH}_4$ (1256.07 см^{-1}), идентифицированная в натурном спектре атмосферы (тепловой диапазон), полученном на Фурье-спектрометре Bruker IFS 125M

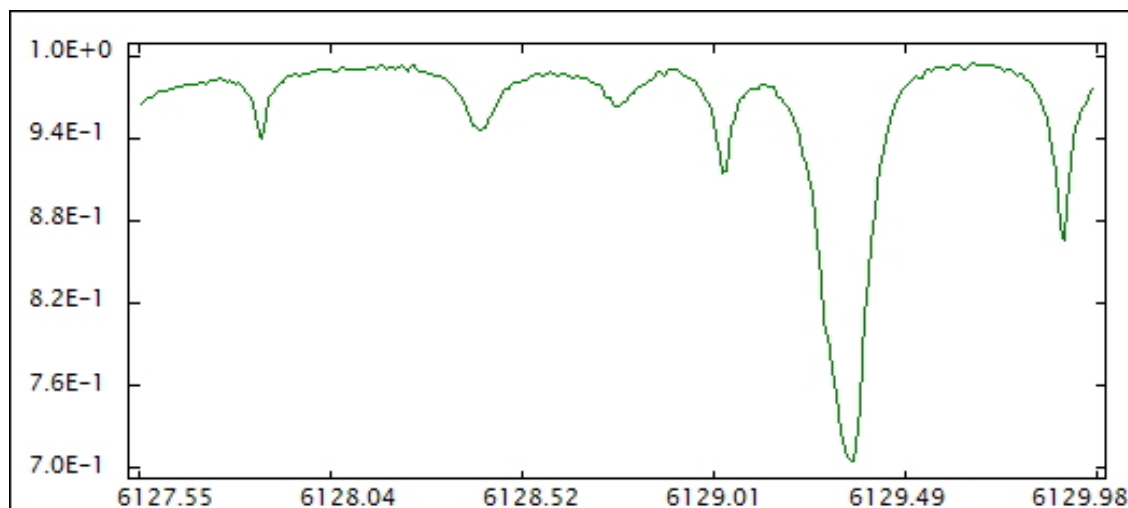


Рис. 15. Линия изотопа $^{13}\text{CO}_2$ (6127.86 см^{-1}), идентифицированная в натурном спектре пропускания атмосферы (ближний инфракрасный диапазон), полученном на Фурье-спектрометре Bruker IFS 125 M

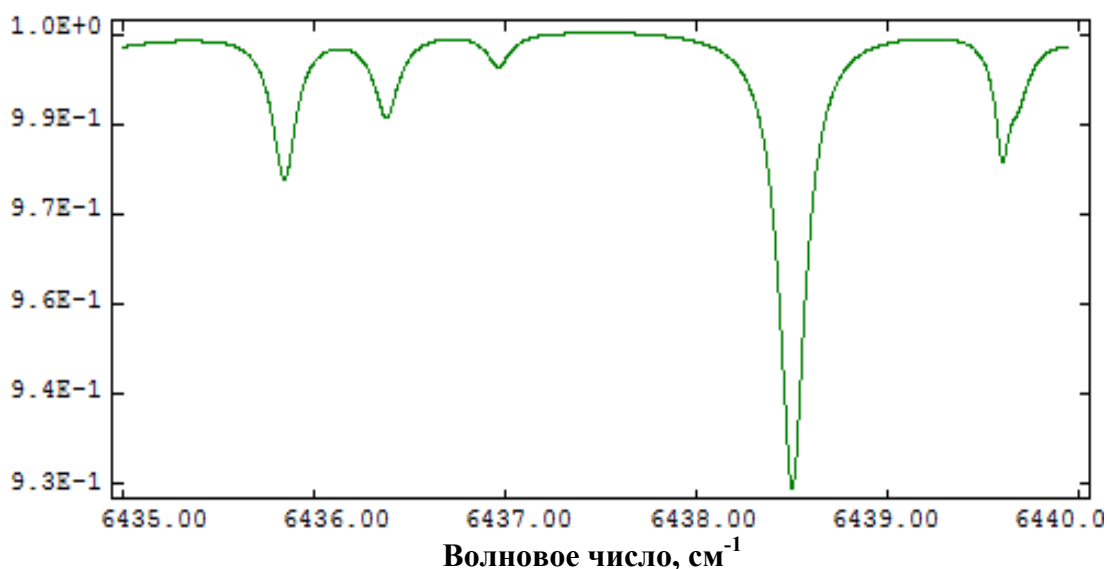


Рис. 16. Линия изотопа HDO (cm^{-1}), идентифицированная в натурном спектре пропускания атмосферы (ближний инфракрасный диапазон), полученном на Фурье спектрометре Bruker IFS. Отчетливо наблюдаемая в спектре ненасыщенная изолированная линия HDO (6438.53 cm^{-1}) является перспективной для разработки метода определения отношения содержания HDO/H₂O в атмосфере

4.2 Обобщенные результаты определения содержания парниковых и следовых газов в атмосфере из измеренных на УАФС спектров за 2009-2011 гг.

Анализ полученных данных по основным углерод содержащим парниковым газам CO₂ и CH₄ за весь период спектральных наблюдений атмосферы на УАФС в Коуровке 2009-2011 г.г. позволил выявить их сезонные вариации на Урале и оценить характерную амплитуду сезонных вариаций концентрации CO₂ и CH₄ в атмосфере Коуровки, которая лежит в интервале примерно от 378-379 ppm (в летний период и ранней осенью) до 392 ppm (ранней весной) для CO₂ (рис. 17-18) и 1.65–1.75 ppm для CH₄ (рис. 19-20). На рис. 21-26 приведены данные по угарному газу CO и таким следовым газам, как N₂O и HF.

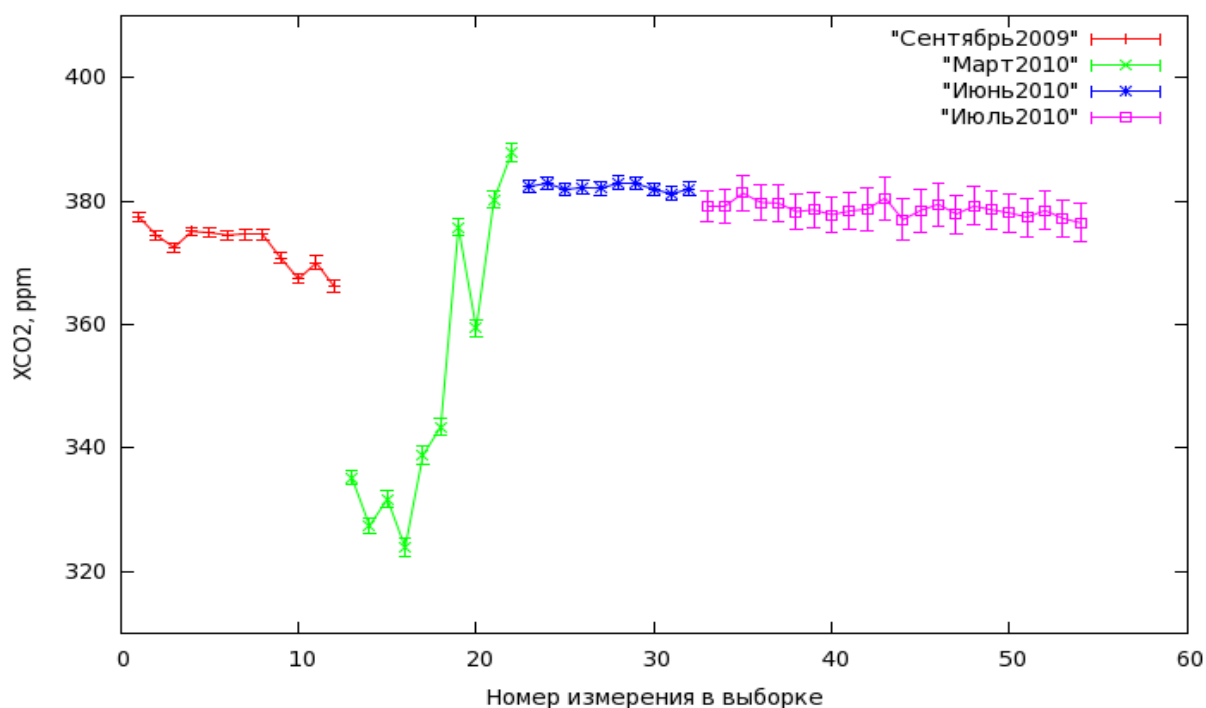


Рис. 17. Значение средней концентрации углекислого газа (CO₂) в атмосферном столбе над Средним Уралом (Коуровка). Данные получены с использованием программного пакета GFIT при решении обратной задачи по определению содержания искоемых газов в атмосфере из измеренных спектров пропускания в диапазоне 4000–11000 см⁻¹ в солнечные безветренные дни (сентябрь 2009 - июль 2010 гг.) с низкой концентрацией аэрозоля в атмосфере. Также показана ошибка решения обратной задачи алгоритмом GFIT. Для сравнения приведены результаты, получаемые из спектров, соответствующих состояниям атмосферы со значительным содержанием аэрозоля (март 2010 г.)

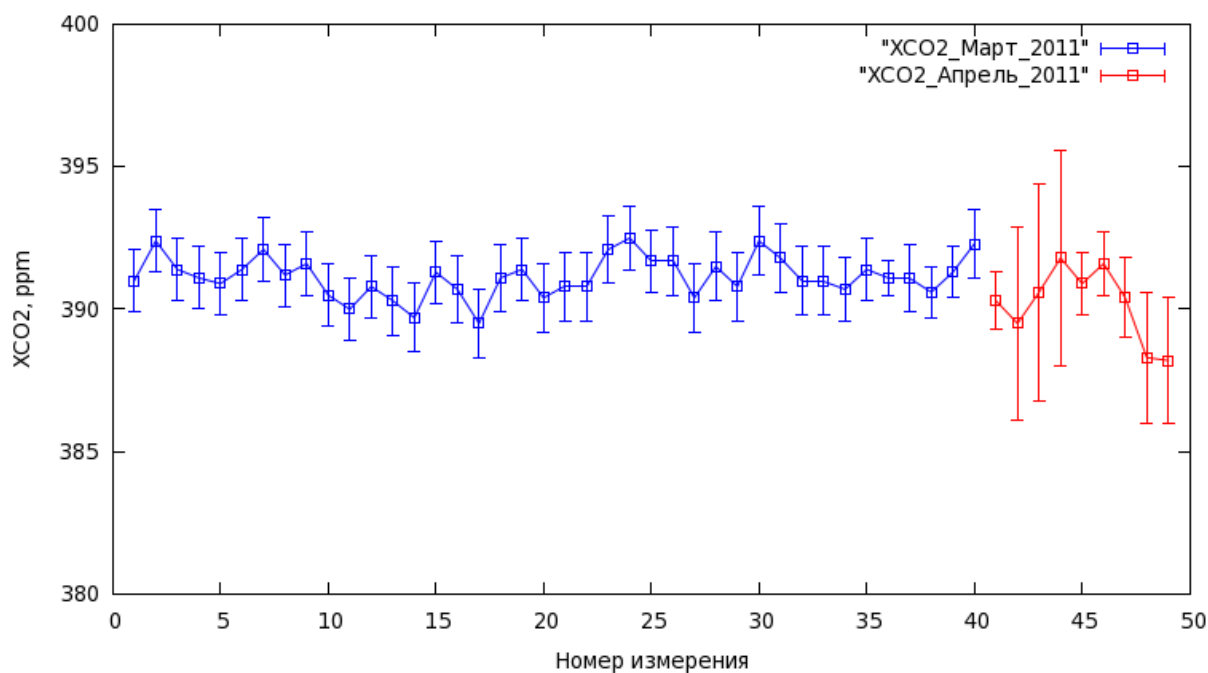


Рис. 18. То же, что и на рис. 17 для марта и апреля 2011 г.

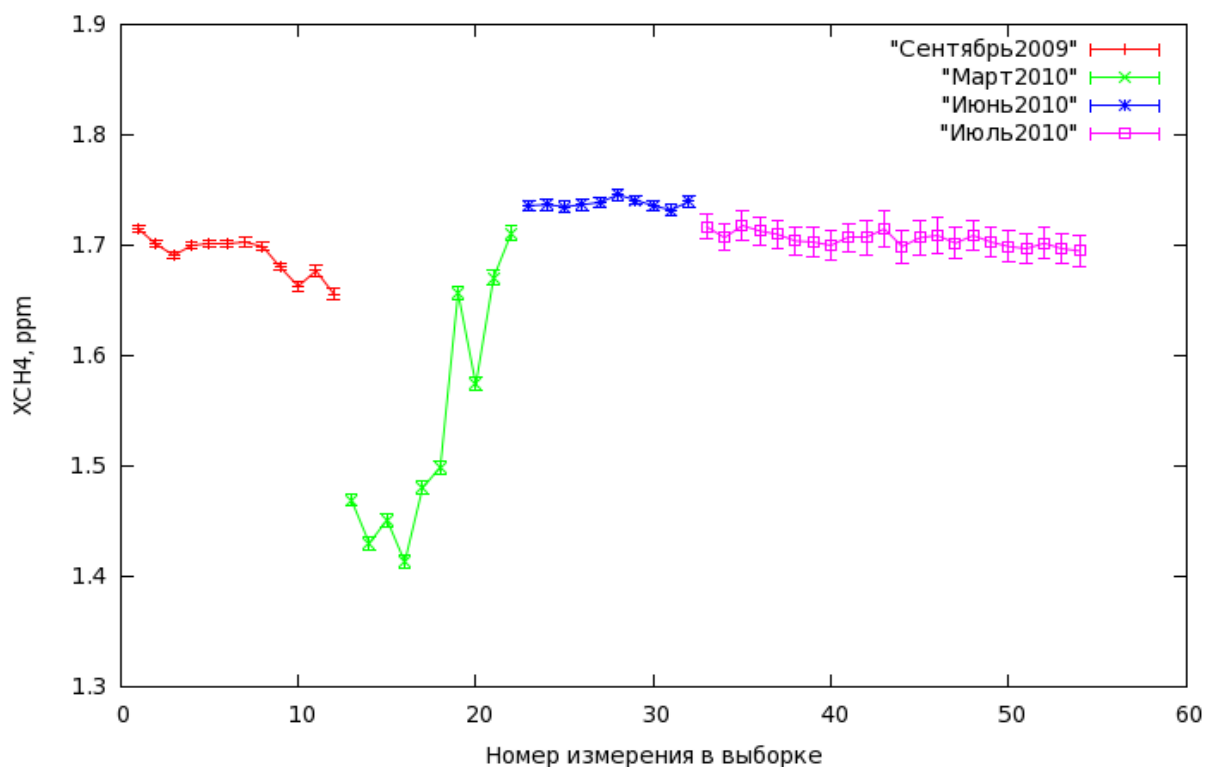


Рис. 19. Значение средней концентрации метана (CH_4) в атмосферном столбе над Средним Уралом (Коуровка). Данные получены с использованием программного пакета GFIT при решении обратной задачи по определению содержания искоемых газов в атмосфере из измеренных спектров пропускания в диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$ в солнечные безветренные дни (сентябрь 2009 г., июнь и июль 2010 г.) с низкой концентрацией аэрозоля в атмосфере. Показана также ошибка решения обратной задачи алгоритмом GFIT. Для сравнения приведены результаты, получаемые из спектров, соответствующих состояниям атмосферы со значительным содержанием аэрозоля (март 2010 г.)

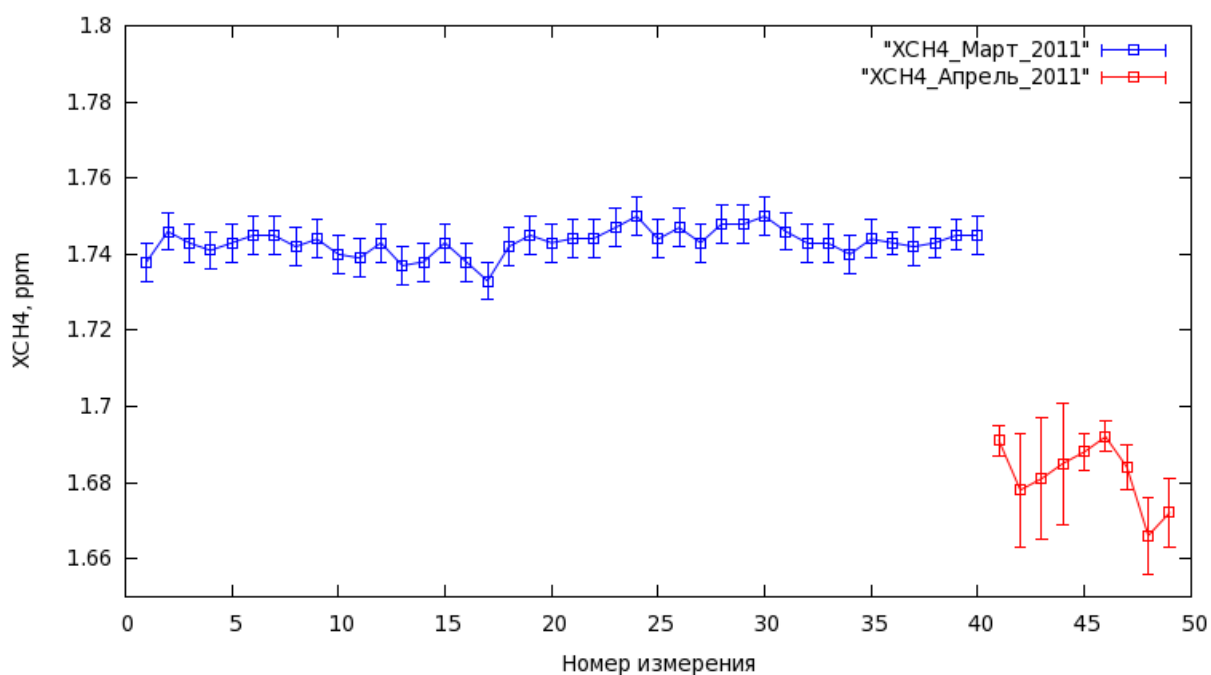


Рис. 20. То же, что и на рис. 19 для марта и апреля 2011 г.

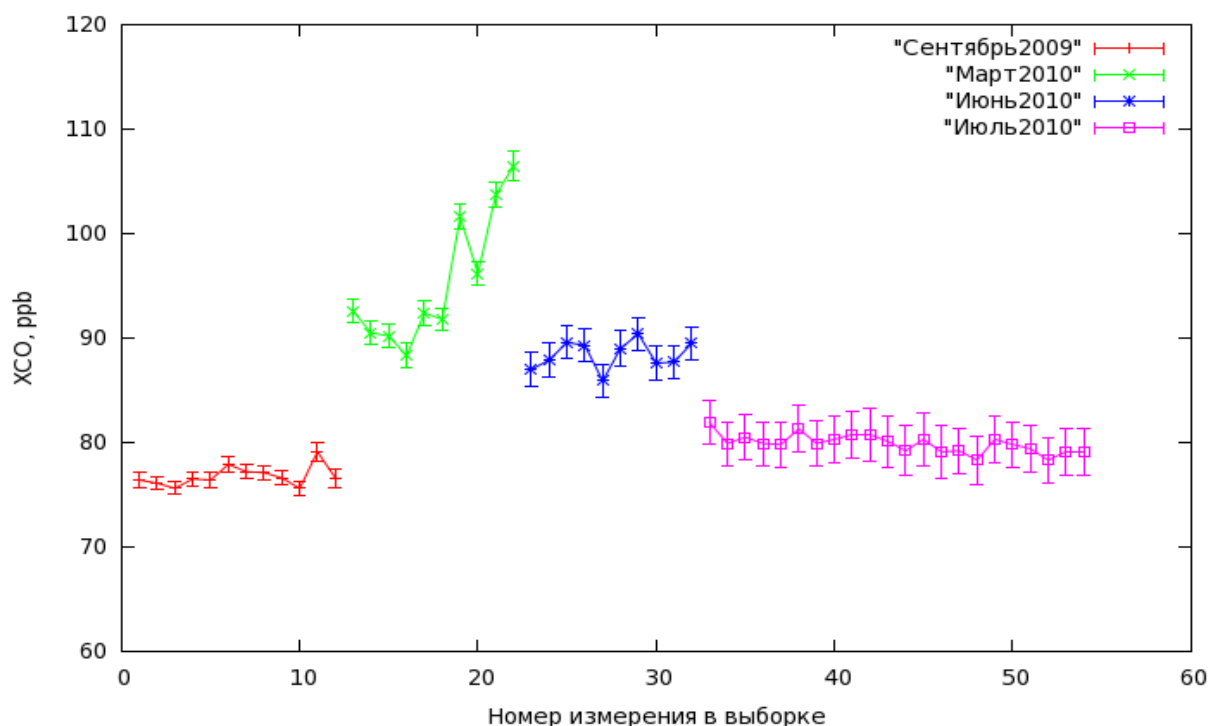


Рис. 21. Значение средней концентрации угарного газа (CO) в атмосферном столбе над Средним Уралом (Коуровка). Данные получены с использованием программного пакета GFIT при решении обратной задачи по определению содержания искомым газов в атмосфере из измеренных спектров пропускания в диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$ в солнечные безветренные дни (сентябрь 2009 г., июнь и июль 2010 г.) с низкой концентрацией аэрозоля в атмосфере. Показана также ошибка решения обратной задачи алгоритмом GFIT. Для сравнения приведены результаты, получаемые из спектров, соответствующих состояниям атмосферы со значительным содержанием аэрозоля (март 2010 г.)

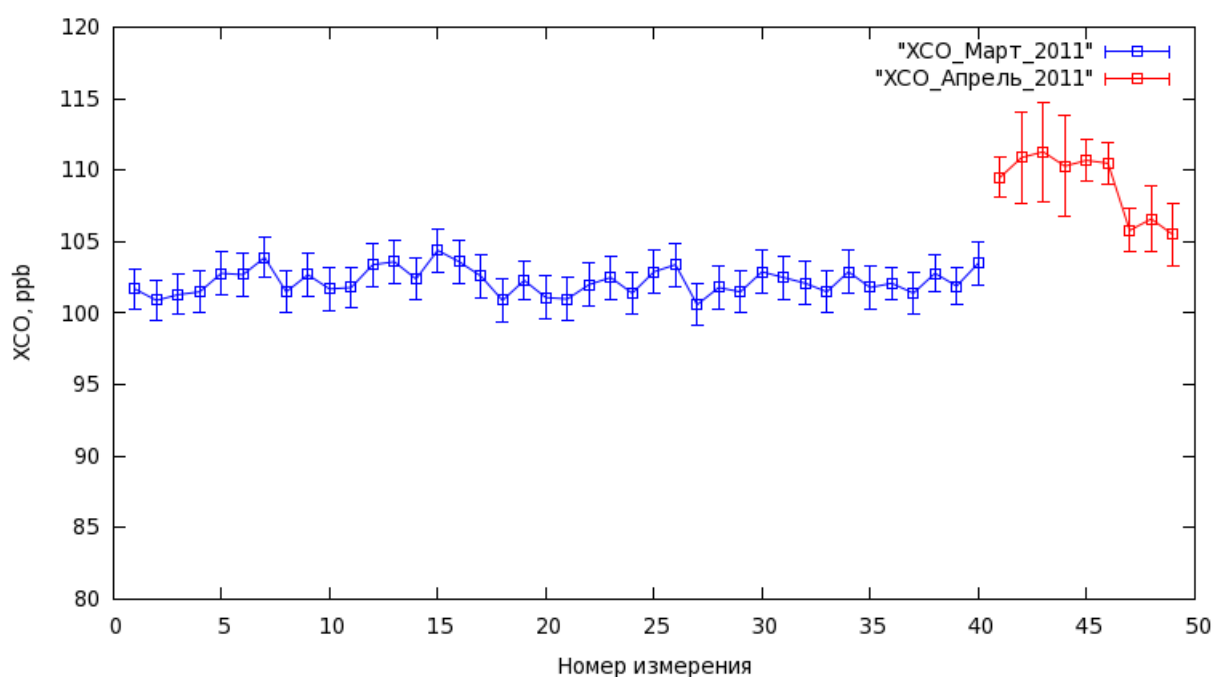


Рис. 22. То же, что и на рис. 21 для марта и апреля 2011 г.

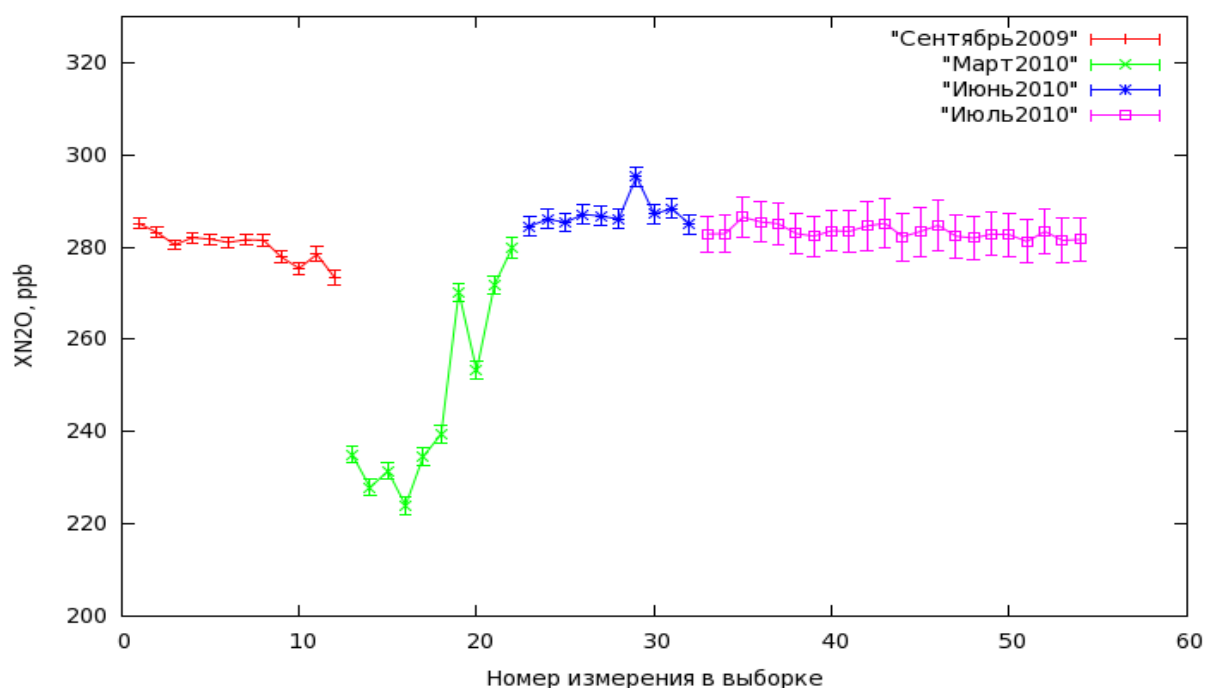


Рис. 23. Значение средней концентрации N_2O в атмосферном столбе над Средним Уралом (Коуровка). Данные получены с использованием программного пакета GFIT при решении обратной задачи по определению содержания искомым газам в атмосфере из измеренных спектров пропускания в диапазоне $4000-11000\text{ см}^{-1}$ в солнечные безветренные дни (сентябрь 2009 г., июнь и июль 2010 г.) с низкой концентрацией аэрозоля в атмосфере. Показана также ошибка решения обратной задачи алгоритмом GFIT. Для сравнения приведены результаты, получаемые из спектров, соответствующих состояниям атмосферы со значительным содержанием аэрозоля (март 2010 г.)

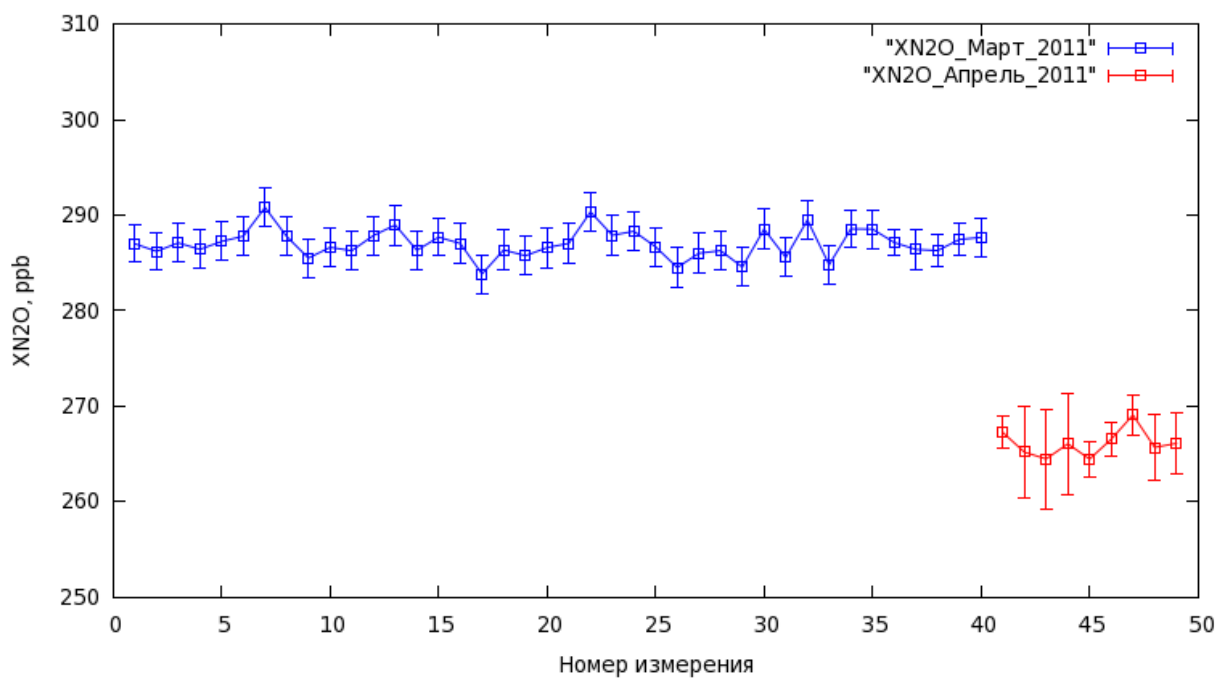


Рис. 24. То же, что и на рис. 23 для марта и апреля 2011 г.

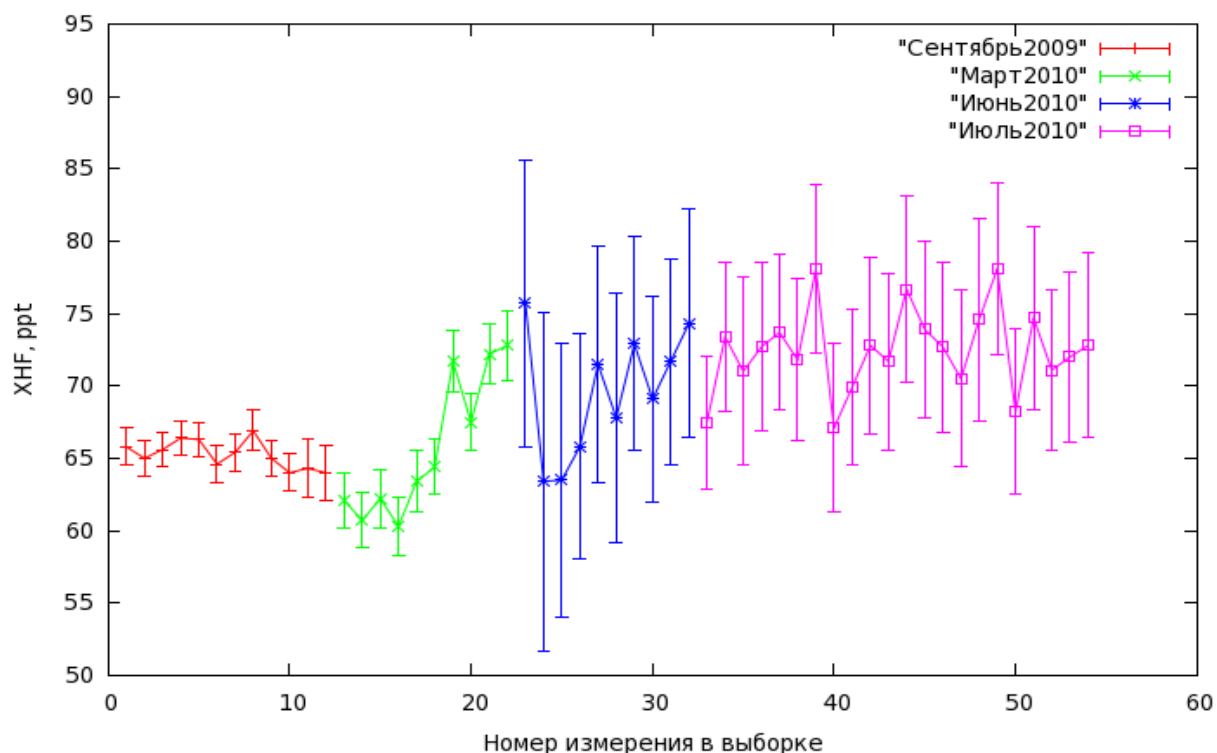


Рис. 25. значение средней концентрации фтористой кислоты (HF) в атмосферном столбе над Средним Уралом (Коуровка). Данные получены с использованием программного пакета GFIT при решении обратной задачи по определению содержания искомым газов в атмосфере из измеренных спектров пропускания в диапазоне $4000\text{--}11000\text{ см}^{-1}$ в солнечные безветренные дни (сентябрь 2009 г., июнь и июль 2010 г.) с низкой концентрацией аэрозоля в атмосфере. Показана также ошибка решения обратной задачи алгоритмом GFIT. Для сравнения приведены результаты, получаемые из спектров, соответствующих состояниям атмосферы со значительным содержанием аэрозоля (март 2010 г.)

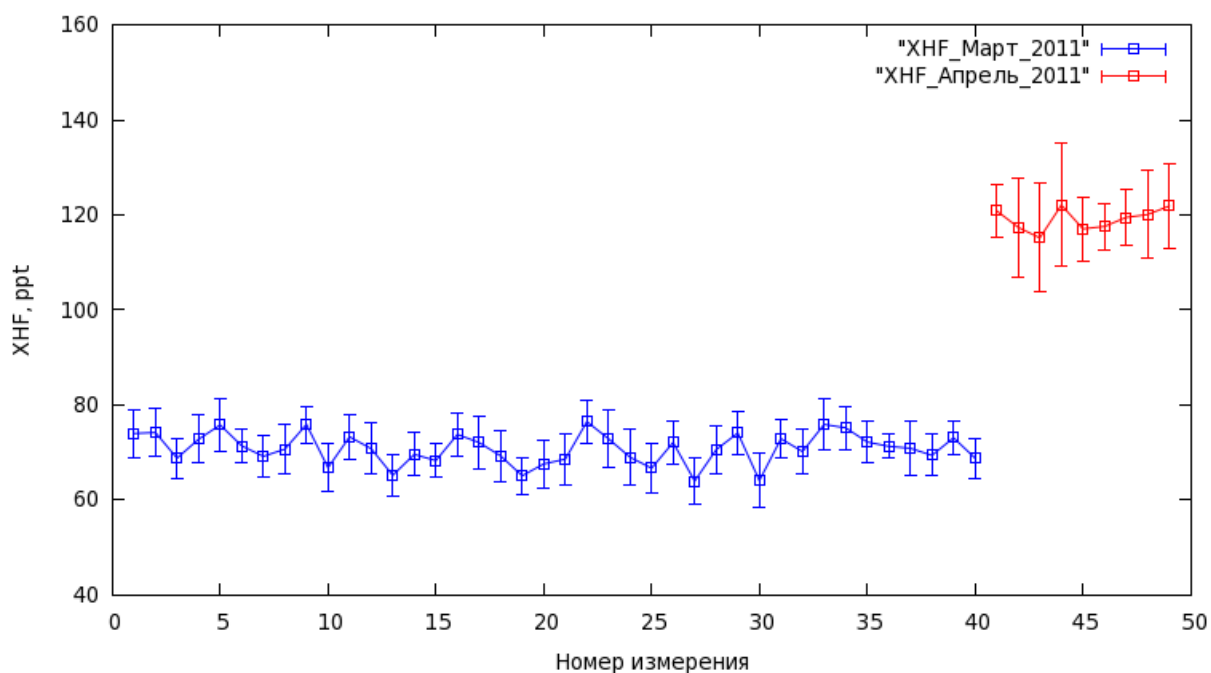


Рис. 26. То же, что и на рис. 25 для марта и апреля 2011 г.

4.3 Обобщенные результаты определения величины отношения HDO/H₂O в атмосфере (трассера «силы гидрологического цикла» из измеренных на УАФС спектров за 2009-2011 гг.

Относительное содержание молекул тяжелой воды в атмосферном водяном паре, т.е. отношения HDO/H₂O является трассером водного цикла. Мониторинг этого отношения на УАФС является важной задачей, для уточнения параметров современных моделей общей циркуляции атмосферы, учитывающих фракционирование изотопов воды в процессах испарения и конденсации.

Благодаря высокому спектральному разрешению Фурье-спектрометра Bruker IFS125M и высокому отношению сигнал шум (~1000) в инфракрасных спектрах пропускания атмосферы, удастся выделить достаточно изолированные линии колебательно-вращательных переходов значительного количества атмосферных газов. Подобные спектрометрические комплексы являются перспективным инструментом зондирования атмосферы и позволяют осуществлять мониторинг различных следовых газов в атмосфере, таких как CO₂, CH₄, CO, N_xO_y, H₂O, HCl, HF и других.

Для анализа были отобраны и обработаны 12 спектров пропускания безоблачной слабоаэрозольной атмосферы в ближней ИК-области в диапазоне 4000-9000 см⁻¹, зарегистрированные 8 сентября 2009 г. с максимальным разрешением 0,0035 см⁻¹. Все спектры измерялись с использованием InGaAs-детектора, работающего при комнатной температуре. По данным солнечного фотометра CIMEL CE 318 от 08.09.2009 г. аэрозольная оптическая толщина атмосферы τ_a на длине волны 1.02 μm в Коуровке варьировалась в интервале $0.05 < \tau_a < 0.1$. На рис. 27 приведен характерный образец регистрируемых спектров, более детально показан спектральный интервал, используемый в данной работе для определения вертикального профиля концентрации HDO в атмосфере. В диапазоне 4112 - 4120 см⁻¹ в спектре пропускания атмосферы выбрана группа спектральных

линий HDO, подходящая для определения вертикального профиля концентрации и полного содержания в атмосферном столбе данного изотопомера.

Экспериментальные данные о соотношении концентрации изотопомеров HDO и H₂O в атмосфере важны для описания качественных и количественных характеристик процессов испарения и конденсации в атмосфере. Величина отношения HDO/H₂O для определённой воздушной массы изменяется в процессах фазовых превращений и является трассером «силы гидрологического цикла». Распределение величины отношения HDO/H₂O в атмосфере отражает предысторию формирования воздушных масс и характеризует перенос скрытого тепла из тропического пояса к средним и высоким широтам. Мониторинг изотопного состава атмосферного водяного пара может улучшить понимание процессов фазовых превращений воды в ходе гидрологического цикла и уточнить параметры моделей общей циркуляции атмосферы, учитывающих разделение изотопов воды. Для изучения вертикальных профилей отношения HDO/H₂O в атмосферном водяном паре крайне редко, ввиду сложности экспериментов, используются самолётные измерения. Достаточно новым и перспективным для данной задачи в настоящее время является метод дистанционного зондирования с использованием данных измерений уходящего теплового излучения Земли спутниковыми ИК Фурье-спектрометрами высокого разрешения. Идея использования линий HDO и H₂O тепловой ИК области спектра атмосферы для определения отношения HDO/H₂O по данным Фурье спектрометров наземного базирования была представлена и реализована ранее. В настоящей работе впервые используются линии HDO из ближней ИК области спектра пропускания атмосферы для определения вертикального профиля отношения концентраций HDO/H₂O в атмосфере и отношения HDO/H₂O в атмосферном столбе.

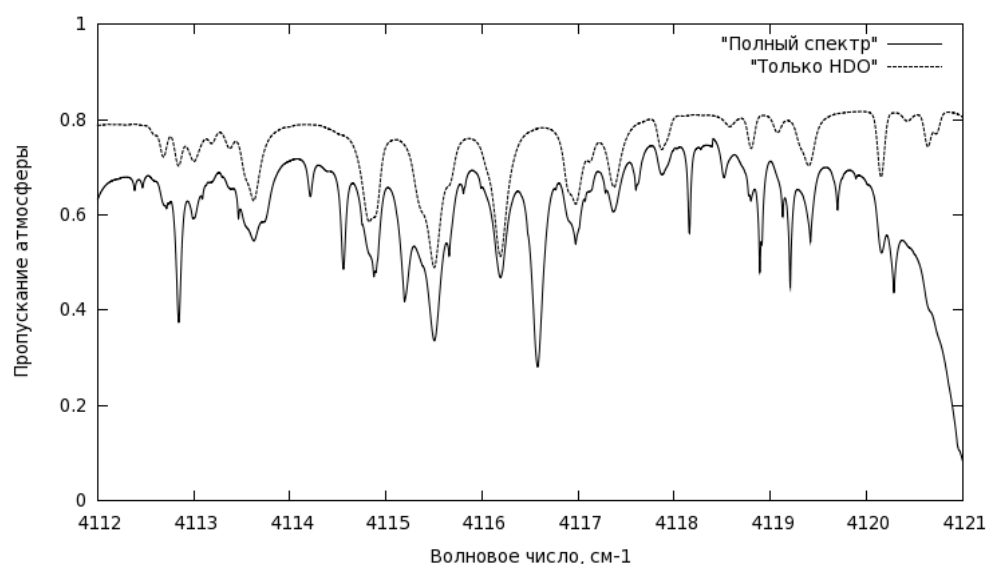
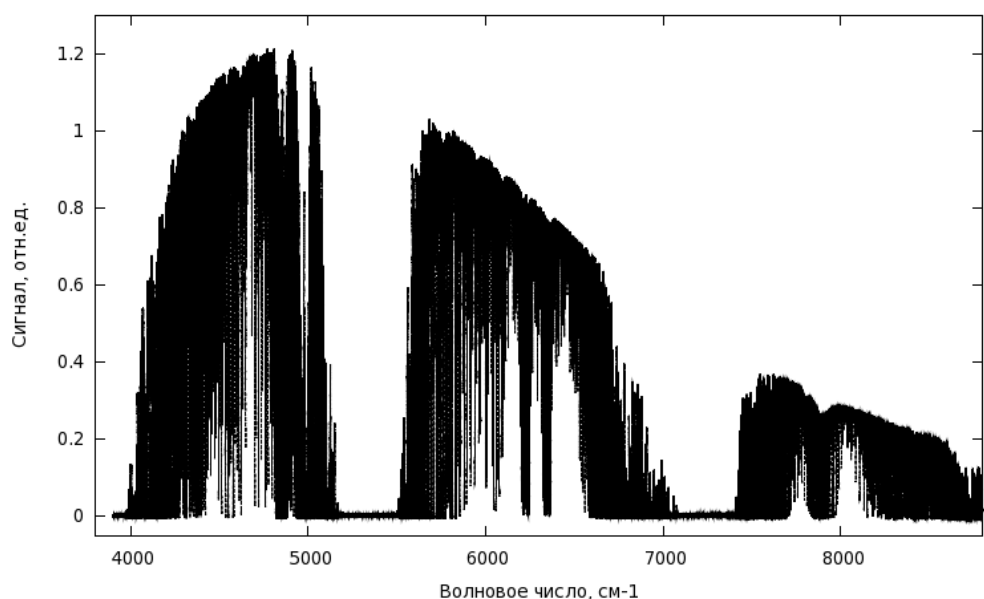


Рис. 27. Образец измеренного спектра на УАФС – верхняя панель. Спектральный интервал, используемый в данной работе для определения вертикального профиля концентрации HDO в атмосфере – нижняя панель. Стрелками указаны достаточно сильные линии HDO наблюдаемые в атмосферных спектрах

В геофизике принято оперировать величиной δHDO , определяемой как:

$$\delta HDO = (R/R_0 - 1) \cdot 1000\text{‰}, \quad (48)$$

где $R = HDO/H_2O$ - текущее отношение относительного содержания тяжелой воды в атмосфере $R_0 \equiv R_{SMOW} = 3.1069 \cdot 10^{-4}$ (Standard Mean Ocean Water) – стандартное отношение для океанической воды.

Для решения обратной задачи по определению вертикального профиля $\delta DHO(h)$ в атмосфере (h – высота) из измеренных спектров пропускания использован оригинально модифицированный метод регуляризации Тихонова. Экстрагированную из спектров пропускания оптическую толщину атмосферы в линиях искоемых газов можно записать в виде

$$\tau_{HDO}(\nu) = \int_0^H N_{HDO}(h) \left(\sum_j S_j(T(h)) \times \Phi_j(\nu - \nu_j, T(h), p(h)) \right) \sec(\theta(h)) dh, \quad (49)$$

где p , T , N_{HDO} – вертикальные профили давления, температуры и концентрация молекул HDO соответственно; θ – зенитный угол Солнца, S_j, Φ_j – интенсивность и контур спектральной линии соответственно.

Суммирование в ур. 49 ведётся по всем спектральным линиям, которые вносят свой вклад в поглощение в канале с волновым числом ν . Ширина спектральной линии, является функцией температуры и давления атмосферы на высоте h . Оптическая толщина в виде ур. 48 использовалась в качестве входного вектора данных для решения обратной задачи, где выходным вектором являлся искомый профиль отношения концентраций HDO/H₂O. В дискретном виде в обозначениях $\tau \rightarrow y$ и $\delta HDO \rightarrow x$ задача нахождения искомого профиля путем минимизации целевой функции может быть записана следующим образом:

$$\begin{aligned} \mathbf{Ax} &= \mathbf{y} \\ J(\mathbf{x}) &= \|\mathbf{Ax} - \mathbf{y}\|^2 + \alpha \Omega(\mathbf{x}) \rightarrow \min \\ \Omega(\mathbf{x}) &= \langle (\mathbf{x} - \mathbf{x}^*), \mathbf{N}_{H_2O}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^*) \rangle \end{aligned} \quad (50)$$

Здесь y – спектр оптической толщины атмосферы, полученный из измеренного спектра, x – искомый профиль $\delta HDO(h)$ в атмосфере, A – оператор прямой модели, $J(x)$ – целевая функция; $\Omega(x)$ – регуляризатор, используемый в данной работе. Угловыми скобками обозначено скалярное произведение векторов, x^* – начальное приближение для профиля δHDO , N_{H_2O} – профиль водяного пара в атмосфере, α – параметр регуляризации.

Произведение же векторов $N_{H_2O}(x - x^*)$ - покомпонентное. Начальные приближения для профилей H_2O и профиль температуры брались из базы данных ретроспективного анализа NCEP/NCAR.

Полученный для профиля δHDO методом ур. 50 результат показан на рис. 27 (верхняя панель). Все выбранные спектры были обработаны с помощью программного пакета GFIT, принятого в качестве стандарта в системе Total Carbon Observing Network (TCCON). При этом использовались все микроокна ближнего ИК-диапазона, рекомендуемые TCCON для определения содержания в атмосфере HDO и H_2O . Результаты обработки с использованием GFIT, полученные по HDO/H_2O для всего атмосферного столба δHDO^* , показаны на рис. 27 (нижняя панель). Значения, полученные для δHDO^* обеими методами, находятся в хорошем согласии между собой. Дисперсия значений δHDO^* полученных разными методами в данном случае дает оценку ошибки определения относительного содержания тяжелой воды в атмосферном столбе $\sim 12\%$. Следует отметить, что положения максимумов весовых функций (строк матрицы A) по абсолютной величине представлены только двумя узлами в использованной высотной сетке на высотах 1 и 2 км. Поэтому вид восстановленного высотного профиля величины δHDO может зависеть от вида профиля начального приближения.

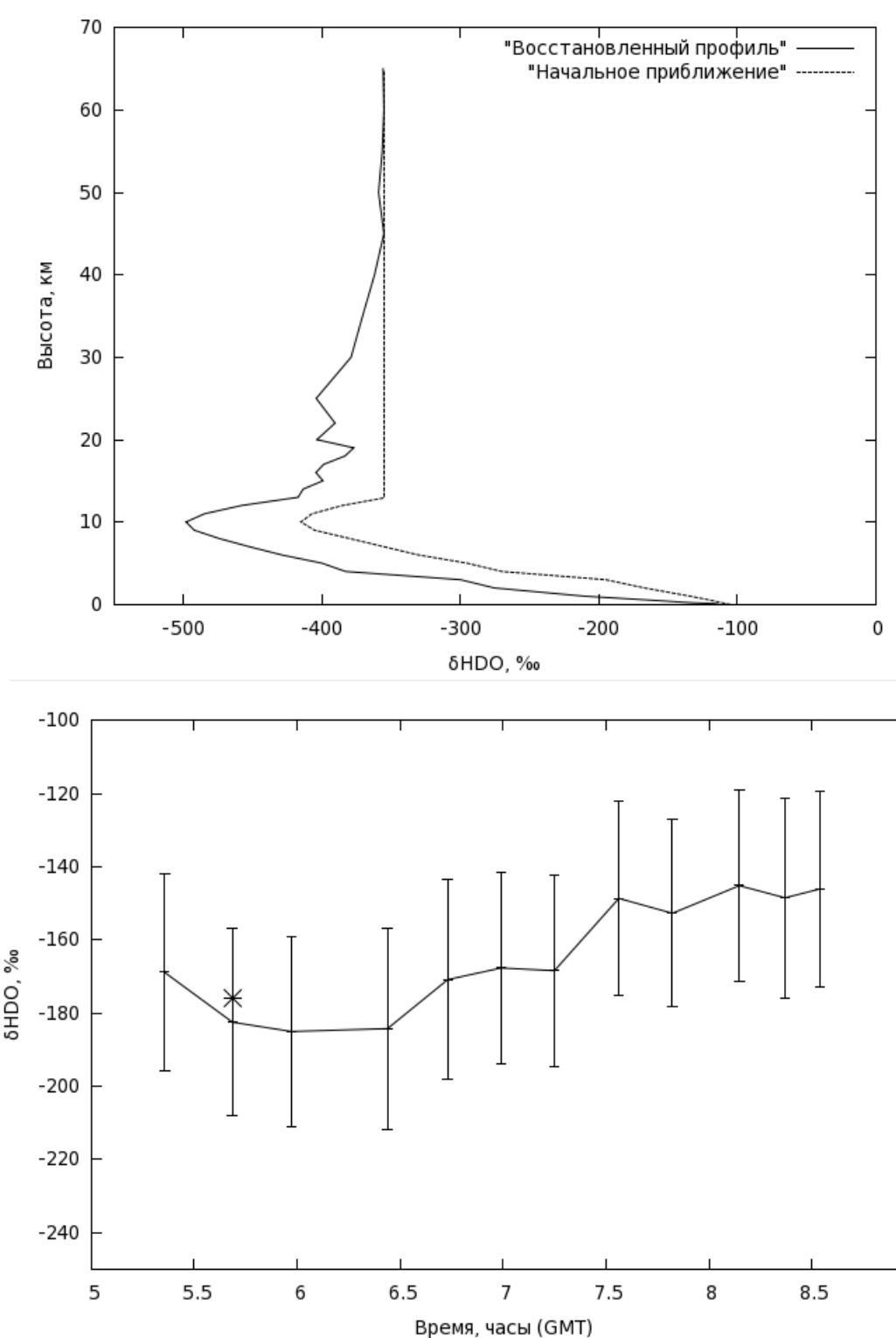


Рис. 27. Восстановленный вертикальный профиль $\delta HDO(h)$ по спектрам 08.09.2009 г. (верхняя панель) соответствует величине $\delta HDO^* = -176\text{‰}$ (значение показано звездочкой на нижней панели). Результат обработки спектров программным пакетом GFIT для определения δHDO^* в атмосферном столбе (нижняя панель)

Анализ полученных данных по δHDO за весь период спектральных наблюдений атмосферы на УАФС в Коуровке 2009-2011 гг. позволил выявить сезонные вариации данного параметра атмосферного гидрологического цикла на Урале и оценить амплитуду его сезонных вариаций, которая лежит в интервале от -100 промилей (летом) до -300 промилей ранней весной (рис. 28-29).

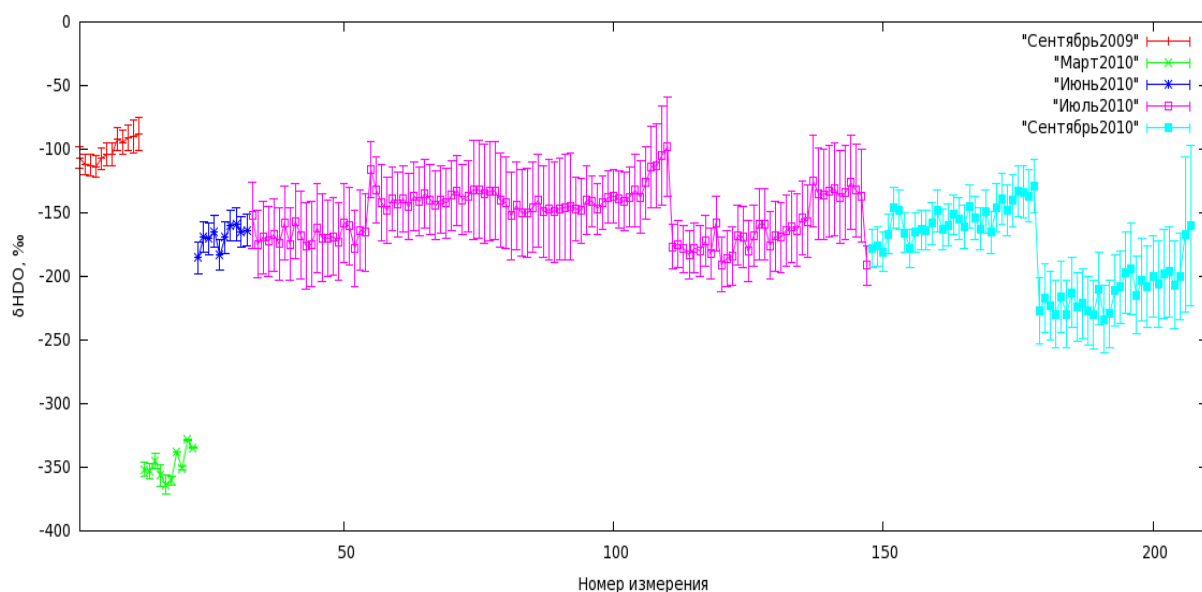


Рис. 28. Сезонные вариации параметра гидрологического цикла δHDO за период с сентября 2009 г. по сентябрь 2010 г.

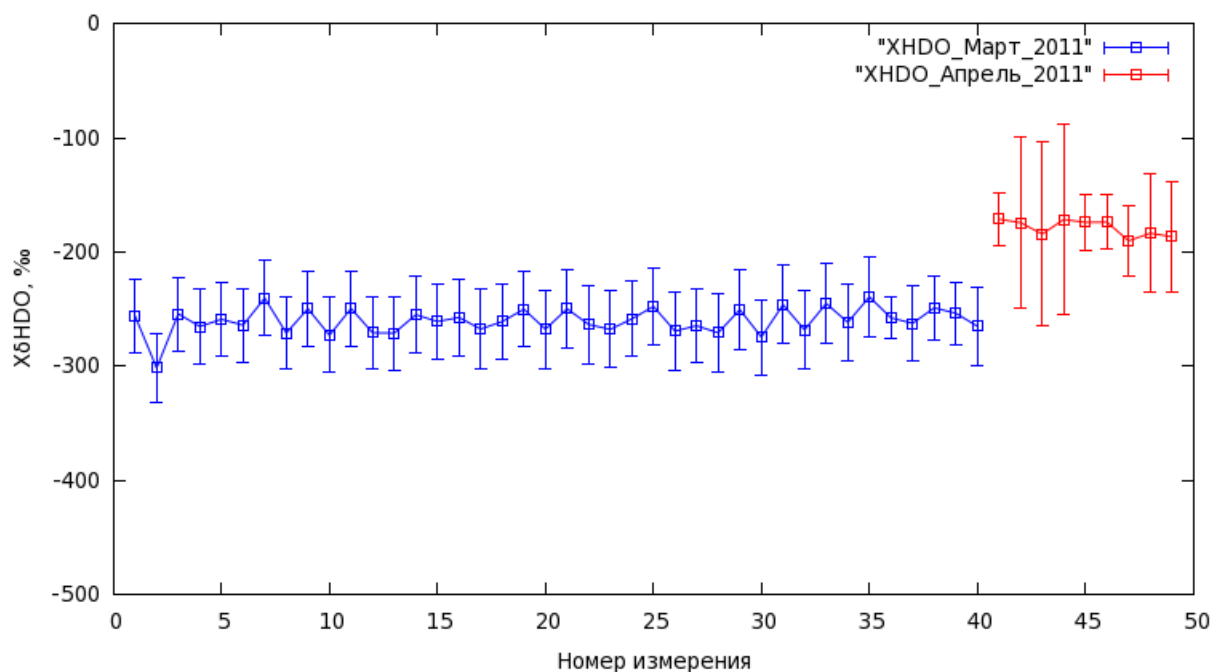


Рис. 29. Временная изменчивость параметра гидрологического цикла δHDO ранней весной 2011 г.

4.4 Эффект температурно-нечувствительного поглощения – новая методология для прецизионного зондирования парниковых газов в атмосфере

В связи с наблюдающимся быстрым ростом содержания парниковых газов в атмосфере важной задачей является их мониторинг с помощью спутникового и наземного зондирования в инфракрасном диапазоне спектра с высоким разрешением. Для решения проблемы глобального мониторинга парниковых газов в атмосфере такой подход является перспективным. Однако, восстановление атмосферных параметров из результатов наблюдений ИК спектров атмосферы представляет собой, в общем случае, некорректную обратную задачу с априорной информацией, решение которой может быть неоднозначным и неустойчивым.

При решении обратных задач по определению концентрации искомых газов в атмосфере из ее ИК спектров пропускания, измеряемыми спутниковыми спектрометрами типа SCHIAMACY, TANSO/GOSAT и ИК Фурье спектрометрами наземного базирования международной сети TCCON (Total Carbon Column Observing Network), имеет место температурная неопределенность, связанная с неточным знанием вертикального профиля температуры атмосферы. При решении этих задач вертикальный профиль температуры, как правило, берется из модельных данных ретроспективного анализа. Для большей части земного шара, сеть метеорологических обсерваторий очень редкая, в результате и данные ретроспективного анализа недостаточно точны, например ошибка в 3-5К в профиле температуры вполне вероятна для ретроспективного анализа атмосферы над территориями: России, Африки, Южной Америки, Арктики и Антарктики и других регионов.

Колебательно-вращательный спектр поглощения (пропускания) достаточно чувствителен к температурным вариациям, поэтому ошибка в температурном профиле в несколько градусов для слабовариабельных газов (наблюдаемые максимальные вариации полного содержания в атмосферном

столбе CO_2 составляют 2%, а CH_4 – 8%) может давать сравнимый или даже больший вклад в функцию пропускания, чем вклад от характерных вариаций средней концентрации искомого газа в атмосфере. Это может привести к существенным ошибкам в результатах решения обратной задачи по определению концентрации парниковых газов из измеренных ИК спектров пропускания атмосферы высокого разрешения. На рис. 30 приведены примеры, какой вклад могут давать незначительные вариации профиля температуры (2-3 градуса) в функцию пропускания в некоторых линиях искомого газа по сравнению с влиянием максимальной вариации этого газа в атмосфере.

В настоящей работе для устранения данной неопределенности предлагается использовать линии, обладающие эффектом температурно-независимого поглощения, коэффициент поглощения которых слабо зависит от вариаций температуры на заданном температурном интервале. В работе представлены критерии и алгоритм поиска таких линий, а также произведена выборка температурно-независимых линий из базы данных HITRAN2004 для углеродосодержащих атмосферных газов CH_4 и CO_2 в спектральном диапазоне $4000\text{-}9000\text{ см}^{-1}$ для температурного интервала 220-310 К. Такой температурный интервал позволяет охватить практически годовую вариацию температуры тропосферы в вертикальном профиле.

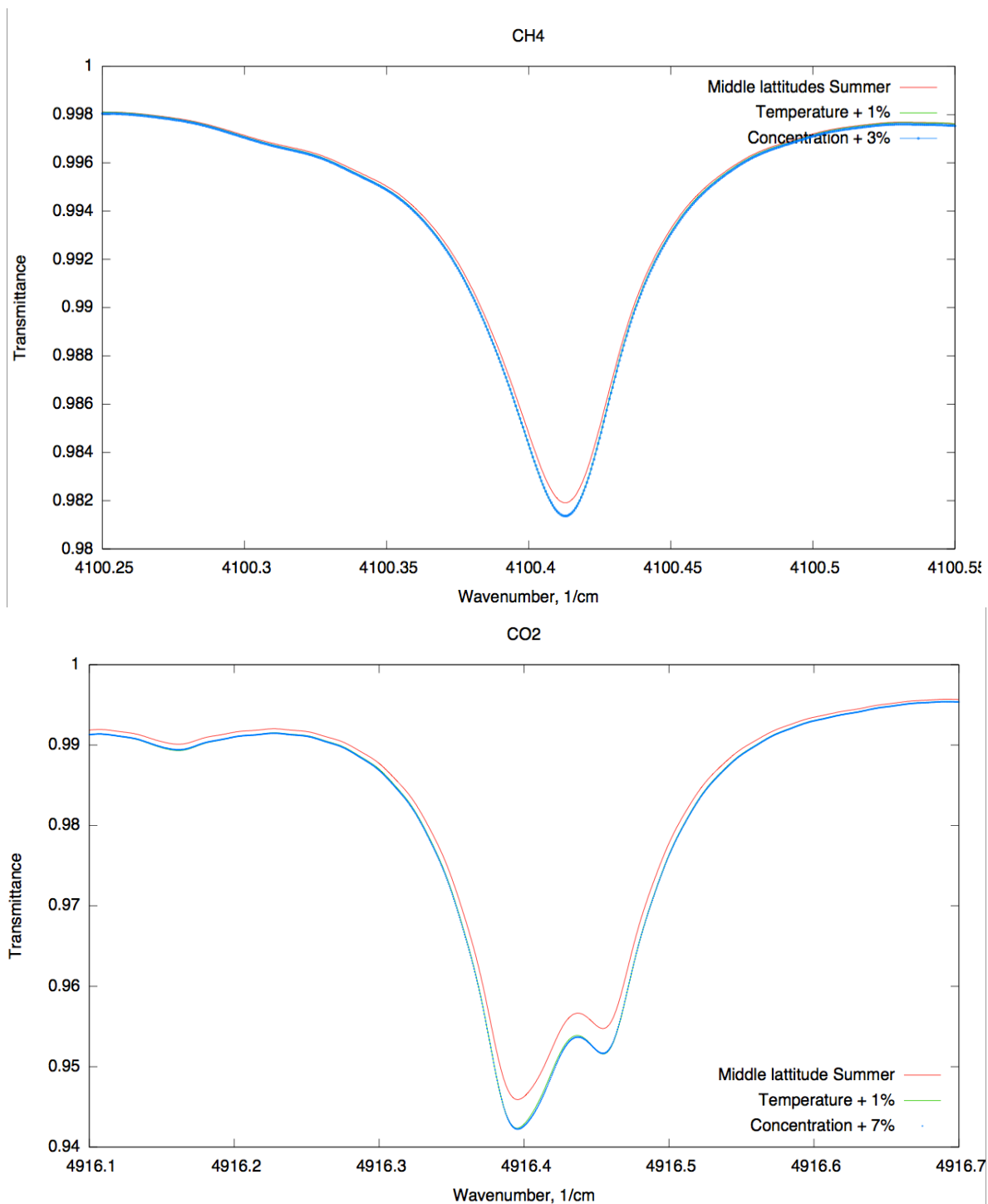


Рис. 30. Изменение в спектре пропускания атмосферы при увеличении на 1% температурного профиля и увеличении на 8% концентрации CH_4 (верхняя панель) и увеличении на 2% концентрации CO_2 (нижняя панель) в атмосферном столбе. Исходная модель атмосферы – лето средних широт

Отбор линий

Коэффициент поглощения в линии пропорционален разности заселенностей нижнего и верхнего колебательно-вращательных уровней $N_{low} - N_{up}$ молекулы, т.е.:

$$N_{low} - N_{up} \sim \frac{\exp\left(-\frac{E_{low}}{kT}\right) - \exp\left(-\frac{E_{up}}{kT}\right)}{Q(T)}, \quad (51)$$

где E_{low} , E_{up} - энергии нижнего и верхнего уровней, соответственно, k - постоянная Больцмана, T - температура газа, $Q(T)$ - статсумма по колебательно-вращательным уровням молекулы. Исходя из монотонных температурных зависимостей числителя и знаменателя в ур. 51, можно ожидать, что для линий с определенными значениями энергии нижнего уровня это отношение будет близко к константе в некотором температурном интервале.

В данной работе был произведен поиск и отбор таких линий в спектрах поглощения ближнего ИК диапазона для молекул CH_4 и CO_2 из базы данных HITRAN2004 для температурного интервала 220-310 К. Для нахождения и отбора линий была разработана программа, рассчитывающая разность между максимальным и минимальным значениями интенсивности спектральных линий для заданного атмосферного газа в заданном температурном интервале. Линии, интенсивность которых отличается более чем на 5% от максимальной интенсивности в заданном температурном интервале, отбрасываются. Следующим шагом является отбор линий, удовлетворяющих критерию изолированности в ИК спектре солнечного излучения прошедшего сквозь атмосферу (не перекрывающихся с другими линиями этого газа, линиями других атмосферных газов и солнечными линиями). Отбор изолированных линий был произведен по модельным спектрам пропускания атмосферы, сгенерированным с использованием программного обеспечения FIRE-ARMS (Fine InfraRed Explorer of Atmospheric Radiation MeasurementS,

<http://remotesensing.ru/soft.html>). При моделировании использовался спектр излучения Солнца в ближней ИК-области.

Эксперимент и решение обратной задачи

Для апробации выбранных линий на примере решения обратной задачи по определению концентрации CH_4 и CO_2 в атмосфере из ее ИК спектров пропускания были отобраны 182 экспериментальных спектра. Данные спектры были измерены в условиях безоблачной атмосферы за период июнь-сентябрь 2010 г. на Уральской Атмосферной Фурье Станции (УАФС). Станция расположена в фоновом лесном районе примерно в 80 км на северо-запад от г. Екатеринбурга на территории Коуровской астрономической обсерватории Уральского государственного университета (57.038 с. ш.; 59.545 в. д., высота около 300 м над уровнем моря). УАФС оборудована современным Фурье спектрометром высокого разрешения Bruker IFS125M, обладающим полным рабочим спектральный диапазоном 450 - 25000 см^{-1} и максимальным спектральным разрешением 0.0035 см^{-1} . Фурье-спектрометр сопряжен с автоматизированным солнечным трэкером A547N, который расположен на крыше рабочего павильона и направляет солнечное излучение через систему зеркал на вход спектрометра. УАФС предназначена для мониторинга следовых газов в атмосфере, накопления временных рядов данных, а также для задач валидации данных спутникового зондирования, таких как GOSAT, OCO-2 и других.

Измерения спектров пропускания атмосферой солнечного излучения проводились в спектральном диапазоне 4000-12000 см^{-1} с разрешением 0.02 см^{-1} в ясные безоблачные дни в соответствии с требованиями международной сети TCCON. Для регистрации метеоданных в процессе измерений был использован автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс МЕТЕО-2, разработанный в Институте оптики атмосферы СО РАН, для прецизионного измерения атмосферного давления и компонент скоростей ветра. При решении обратных задач по определению

концентраций искоемых газов в атмосфере из ее ИК спектров пропускания, использованы образцы спектров, соответствующие безветренным состояниям атмосферы со слабым аэрозольным замутнением. Для отбора спектров атмосферы со слабым аэрозольным замутнением (аэрозольная оптическая толщина в области 1.02 мкм не более 0.05) были использованы независимые измерения аэрозольной оптической толщи, сделанные с помощью солнечного фотометра CIMEL CE 318. Данный фотометр является локальным сегментом международной сети Aerosol Robotic Network (AERONET) и размещен рядом с солнечным трэкером. Определение средней концентрации искоемых газов в атмосферном столбе было осуществлено с помощью стандартного для участников TCCON программного пакета GFIT.

Модельный спектр пропускания атмосферы $F_\nu(\mathbf{x}, \mathbf{b})$ определяется как результат следующей свертки:

$$F_\nu(\mathbf{x}, \mathbf{b}) = \int_0^\infty d\nu' \cdot \exp\{-\tau(\nu')\} \cdot F_{ILS}(\nu - \nu'), \quad (52)$$

где $F_{ILS}(\nu - \nu')$ — аппаратная функция спектрометра, а $\tau(\nu)$ — оптическая толщина молекулярной атмосферы, задающаяся выражением:

$$\tau(\nu) = \int_0^H N(h) \cdot \left(\sum_i n_i \sum_j S_{ij}(T(h)) \times \Phi_{ij}(\nu_{ij} - \nu, T(h), p(h)) \right) \cdot \sec(\theta(h)) dh. \quad (53)$$

Здесь $T(h)$, $p(h)$ и $N(h)$ — температура, давление и концентрация молекул в атмосфере на высоте h , n_i — относительная концентрация i -го газа; S_j — интенсивность j -ой линии i -го газа, ν_{ij} — волновое число центра линии, см^{-1} ; Φ_{ij} — контур спектральной линии. Аппаратная функция спектрометра должна удовлетворять условию нормировки:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} F_{ILS}(\nu) d\nu = 1. \quad (54)$$

В настоящей работе при моделировании спектров использовалась аппаратная функция вида $\sin(x)/x$.

Практическая реализация решения обратной задачи в программном пакете GFIT предполагает минимизацию квадратичной невязки между измеренным спектром y_v и модельным спектром $F_v(\mathbf{x}, \mathbf{b})$:

$$J(\mathbf{x}) = \sum_v \|F_v(\mathbf{x}, \mathbf{b}) - y_v\|^2, \quad (55)$$

где \mathbf{x} – вектор атмосферных параметров. Для этого используется метод масштабирования начального приближения для вертикального профиля искомого газа. В данном методе минимизация по ур. 55 осуществляется умножением искомого профиля на число. В качестве вектора фиксированных параметров обратной задачи \mathbf{b} могут выступать высотные профили концентрации тех атмосферных газов, которые в данном восстановлении считаются известными и фиксируются, а также вертикальный профиль температуры. Источниками ошибок в восстановлении искомых параметров атмосферы данным методом могут быть неполнота прямой модели, шум измерения, а также ошибки в интенсивности, частоте и уширении спектральной линии, заложенные в базе данных HITRAN, а также неточное знание вертикального профиля температуры. Ошибка, связанная с неточным знанием профиля температуры может быть минимизирована путем использования температурно-независимых линий поглощения.

По результатам поиска в базе данных HITRAN2004 из спектрального диапазона $4000-9000 \text{ см}^{-1}$ было отобрано 22 линии (14 линий CH_4 и 8 линий CO_2), обладающих эффектом температурно-независимого поглощения и удовлетворяющих критерию изолированности (табл. 1). Характерное изменение интенсивности на заданном температурном интервале 220-310K на примере некоторых отобранных линий продемонстрировано на рис. 31.

Как показано на рис. 32, такие линии практически не приводят к заметному изменению функции пропускания атмосферы на заданном температурном интервале. Использование таких линий может существенно уменьшить ошибку в определении концентрации в задачах зондирования

парниковых газов по спектрам пропускания атмосферы, когда профиль температуры точно не известен или не определяется.

Выбранные линии апробированы на примере определения средней концентрации двуокиси углерода и метана в атмосферном столбе с помощью программного пакета GFIT, как с использованием отобранных спектральных микрокон (табл. 1), так и по микроокнам, рекомендованным сообществом международной сети TCCON.

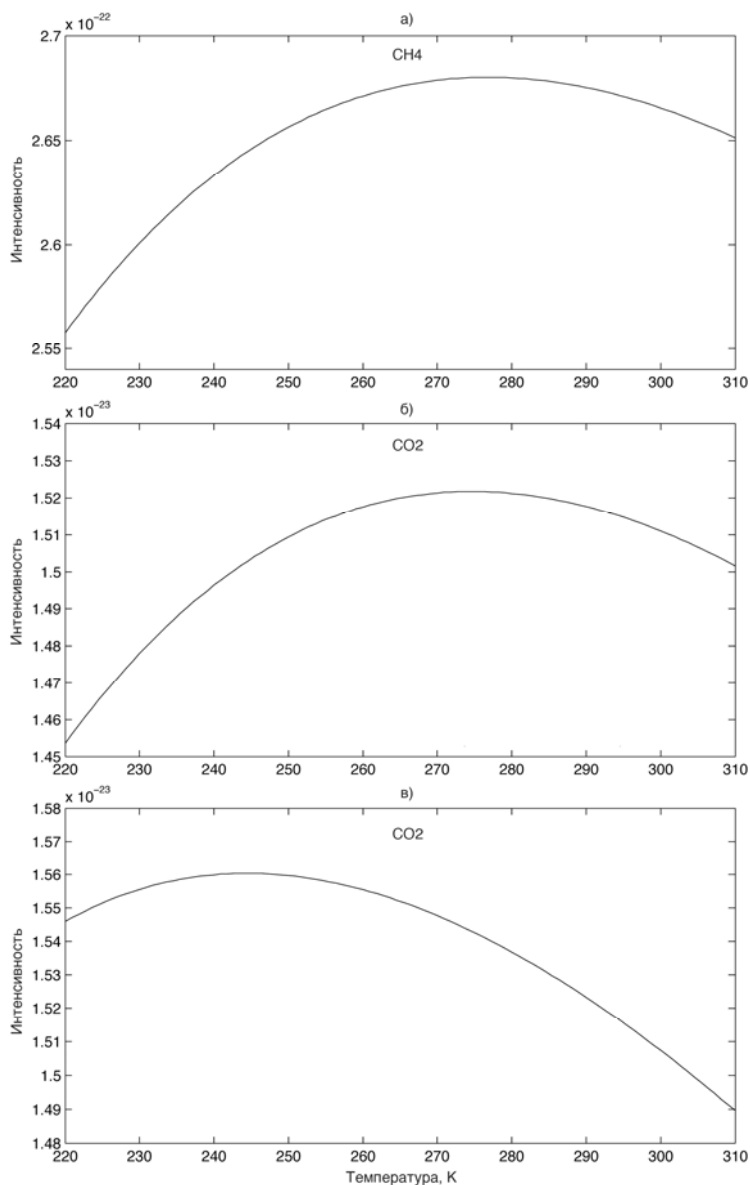


Рис. 31. Зависимость интенсивности линии от температуры в интервале 220-310 К на примере нескольких отобранных линий:

- а) CH_4 , линия: $5926.6785 \text{ см}^{-1}$,
- б) CO_2 , линия: $6245.1233 \text{ см}^{-1}$,
- в) CO_2 , линия: $6363.7277 \text{ см}^{-1}$

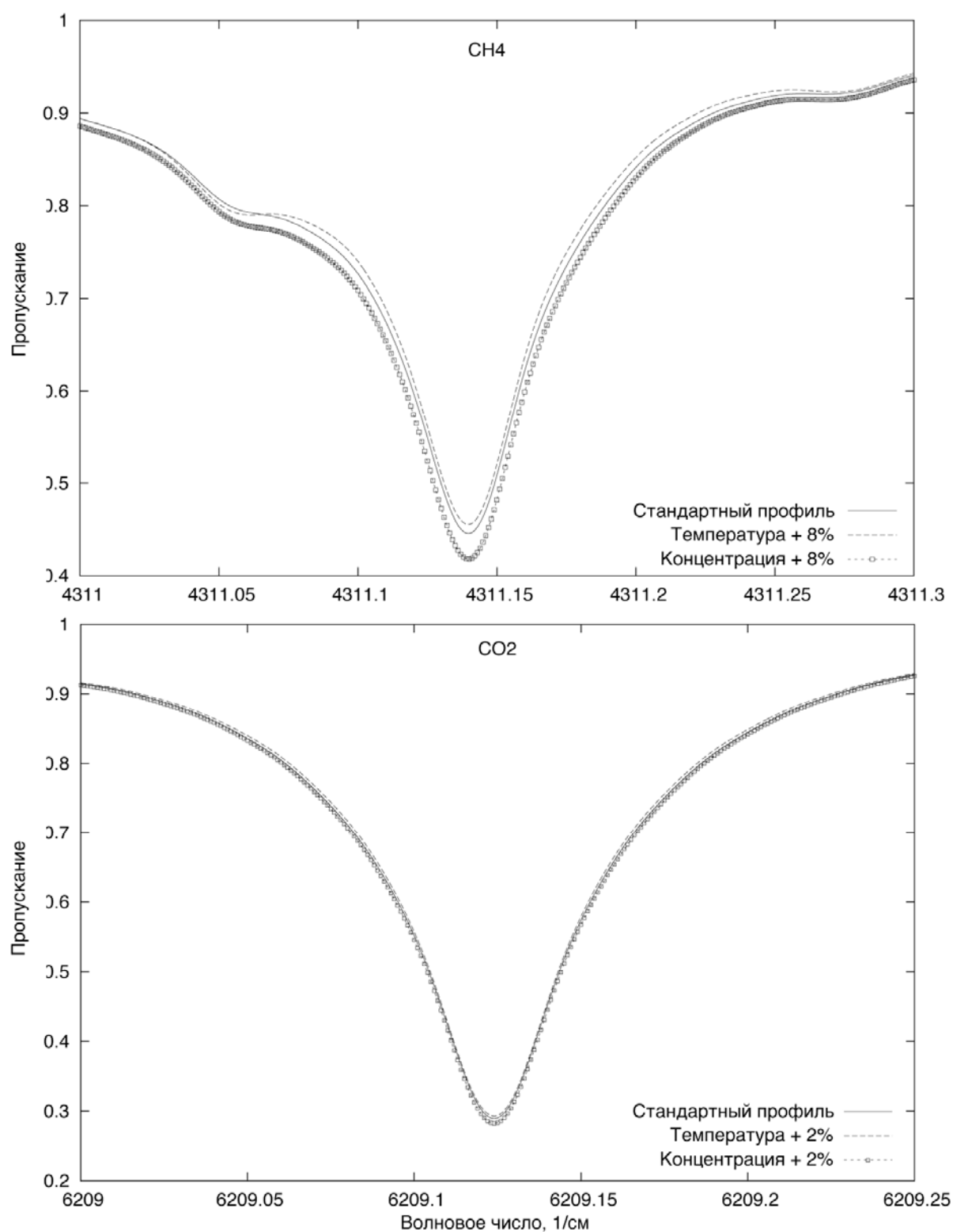


Рис. 32. Изменение в спектре пропускания атмосферы при вариации температурного профиля и максимальной вариации профиля концентрации исходного газа в атмосферном столбе на примере обнаруженных температурно-независимых линий CH_4 и CO_2 соответственно.

Таблица 1

Изолированные спектральные линии газов CH_4 и CO_2 , обладающие эффектом температурно-независимого поглощения в спектре пропускания атмосферы

Молекула	Изотоп	Центр линии, см^{-1}	Энергия нижнего уровня, см^{-1}	Upper state local quanta index	Lower state local quanta index	Upper state global quanta	Lower state global quanta	Мин. интенс.	Макс. интенс.	Макс. откл., %	Ширина окна, см^{-1}
CH_4	211	4258,6944	293.1542	1 0 0 1 1 F2	0 0 0 0 1 A1	8A1 15	7A2 1	2,87E-21	3,01E-21	4,77	0,18
CH_4	211	4276,6343	293.1542	1 0 1 1 1 F1	0 0 0 0 1 A1	7A1 16	7A2 1	1,02E-21	1,06E-21	4,77	0,70
CH_4	211	4311,1424	293.1542	1 0 1 1 1 F2	0 0 0 0 1 A1	7A1 18	7A2 1	1,55E-21	1,63E-21	4,77	0,30
CH_4	211	4315,9516	293.1787	1 0 1 1 1 F2	0 0 0 0 1 A1	7F2 56	7F1 2	1,41E-21	1,48E-21	4,78	0,10
CH_4	211	4349,8222	293.1542	1 0 1 1 1 F1	0 0 0 0 1 A1	7A1 22	7A2 1	1,23E-21	1,28E-21	4,77	0,17
CH_4	211	4355,2430	293.1266	1 0 1 1 1 F2	0 0 0 0 1 A1	7F1 71	7F2 1	9,69E-22	1,01E-21	4,77	0,30
CH_4	211	4392,6483	293.1230	1 0 1 1 1 F2	0 0 0 0 1 A1	8F2 63	7F1 1	1,56E-21	1,64E-21	4,77	0,60
CH_4	211	4392,7444	293.1266	1 0 1 1 1 F2	0 0 0 0 1 A1	8F1 61	7F2 1	1,11E-21	1,16E-21	4,77	0,55
CH_4	211	5926,4662	293.1266	0 0 2 0 1 F2	0 0 0 0 1 A1	6F1191	6F1 1	2,73E-22	2,86E-22	4,77	0,18
CH_4	211	5926,4837	293.1230	0 0 2 0 1 F2	0 0 0 0 1 A1	6F2199	6F2 1	2,70E-22	2,83E-22	4,77	0,70
CH_4	211	5926,5755	293.1542	0 0 2 0 1 F2	0 0 0 0 1 A1	6A1 70	6A1 1	4,44E-22	4,65E-22	4,77	0,30
CH_4	211	5926,6250	293.1646	0 0 2 0 1 F2	0 0 0 0 1 A1	6F1193	6F1 2	2,62E-22	2,75E-22	4,77	0,10
CH_4	211	5926,6482	293.1701	0 0 2 0 1 F2	0 0 0 0 1 A1	6E 132	6E 1	1,74E-22	1,83E-22	4,77	0,17
CH_4	211	5926,6785	293.1787	0 0 2 0 1 F2	0 0 0 0 1 A1	6F2200	6F2 2	2,56E-22	2,68E-22	4,78	0,30
CO_2	626	6207,2457	234.0833	3 0 0 13	0 0 0 01		P 24e	1,27E-23	1,33E-23	4,66	0,50
CO_2	626	6209,1240	197.4166	3 0 0 13	0 0 0 01		P 22e	1,42E-23	1,48E-23	4,72	0,40
CO_2	626	6243,9124	197.4166	3 0 0 13	0 0 0 01		R 22e	1,62E-23	1,69E-23	4,72	0,60
CO_2	626	6245,1233	234.0833	3 0 0 13	0 0 0 01		R 24e	1,45E-23	1,52E-23	4,66	0,50
CO_2	626	6327,0609	234.0833	3 0 0 12	0 0 0 01		P 24e	1,21E-23	1,26E-23	4,66	0,50
CO_2	626	6328,9556	197.4166	3 0 0 12	0 0 0 01		P 22e	1,35E-23	1,42E-23	4,72	0,50
CO_2	626	6363,7277	197.4166	3 0 0 12	0 0 0 01		R 22e	1,49E-23	1,56E-23	4,72	0,60
CO_2	626	6364,9220	234.0833	3 0 0 12	0 0 0 01		R 24e	1,32E-23	1,38E-23	4,66	0,60

Полученные обоими методами концентрации искоемых газов, приведенные к атмосферному столбу сухого воздуха, варьируются следующим образом: CH_4 в интервале 1.65-1.75 *ppm*, CO_2 в интервале 373-385 *ppm* (рис. 33).

Была также обнаружена изолированная линия CO (4227.35 см^{-1}) удовлетворяющая критерию температурно-нечувствительного поглощения. Обработка спектров по этой линии позволила устранить температурную неопределенность в решении обратной задачи и существенно уточнить количественные данные по угарному газу (рис. 33, верхняя панель).

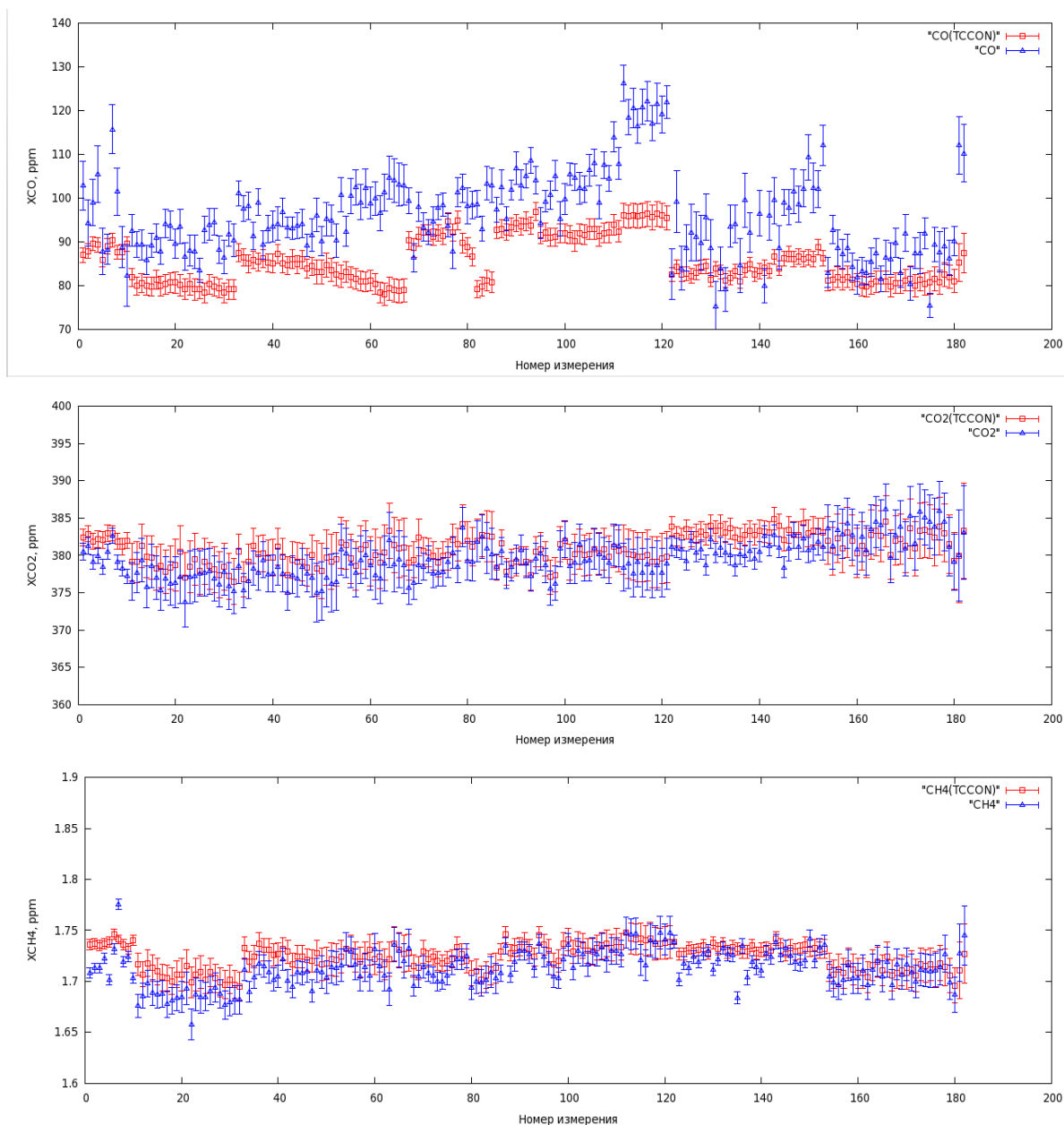


Рис. 33. Средние концентрации основных углеродсодержащих парниковых газов CH_4 и CO_2 , а также угарного газа CO , определенные по микроокнам, рекомендованным сообществом TCCON, и по микроокнам в окрестности обнаруженных температурно-независимых линий поглощения

Сравнительный анализ полученного среднего содержания CH_4 и CO_2 в атмосфере по найденному набору микроокон и по стандартному набору, рекомендованному сообществом сети TCCON, показывает приемлемое согласие между обоими результатами (рис. 33). Однако, использование спектральных линий, обладающих эффектом температурно-независимого поглощения, позволяет минимизировать ошибку, связанную с неточным

знанием вертикального профиля температуры. Например, разбив температурный интервал 220-310 К на два интервала 220-272К и 245-310 К (характерные для вариаций температур в нижней и средней тропосфере зимой и летом) можно использовать различные линии CO_2 - для зимы линию $6363.7277 \text{ см}^{-1}$, для лета линию $6245.1233 \text{ см}^{-1}$, что позволит уменьшить ошибку определения полного содержания. Такой подход предоставляет потенциальную возможность заведомо получать более точные результаты при решении обратной задачи по определению средней концентрации искоемых газов в атмосфере из ее ИК спектров пропускания.

В дальнейшем планируется произвести аналогичный поиск и выборку температурно-независимых линий для других атмосферных газов, таких как CO , H_2O и HDO , и апробировать найденные линии для решения обратной задачи по определению содержания этих газов из ИК-спектров высокого разрешения измеряемых на УАФС.

4.4 Информационное обеспечение проекта

При решении задач этапов проекта были использованы следующие информационные ресурсы.

Ресурсы входящей информации

1. Ресурс, обеспечивающий получение современной и новой спектроскопической информации в виде базы данных HITRAN:

<http://www.cfa.harvard.edu/hitran>

2. Ресурс, обеспечивающий данными для реанализа по состоянию атмосферы (профили давления, температуры, влажности и другие необходимые параметры, которые нужны для ПО FIRE-ARMS и GFIT):

<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>

Данный ресурс поддерживается NOAA, Earth System Research Laboratory (США).

3. Ресурс поддержки данных в формате NetCDF (программные библиотеки)

для получения данных реанализа:

<http://www.unidata.ucar.edu/software/netcdf/>

4. Ресурс программного обеспечения на языке Фортран (в работе используется бесплатный компилятор Фортрана для ОС Linux):

<http://software.intel.com>

Ресурсы исходящей информации

1. Локальное зеркало сайта распределенной информационной системы «Атмосферная радиация» ИОА СО РАН с интерфейсом для размещения и накопления данных по мониторингу аэрозоля и следовых газов в атмосфере Среднего Урала:

<http://atmos.physics.usu.ru/>

2. Сайт лаборатории глобальной экологии и спутникового мониторинга ОТФПЯ НИИ ФПМ УрФУ для исследовательских и образовательных целей:

<http://remotesensing.ru>

5. Публикации результатов НИР

По результатам выполнения 3 этапа НИР опубликованы 5 статей в российских (входят в перечень ВАК) и зарубежных журналах:

1. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Береснев С.А., Рокотян Н.В., Поддубный В.А., Имасу Р., Чистяков П.А., Скорик Г.Г., Васин В.В. Зондирование HDO/H₂O в атмосфере Урала методом наземных измерений ИК-спектров солнечного излучения с высоким спектральным разрешением // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 2. С. 124–127.
2. Рокотян Н.В., Грибанов К.Г., Захаров В.И. Эффект температурно-независимого поглощения и его использование для зондирования парниковых газов в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 510–515.
3. Gryazin V.I., Beresnev S.A. Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport // Meteorology and Atmospheric Physics. 2011. V. 110. N 3-4. P. 151–162. DOI 10.1007/s00703-010-0114-8.
4. Грязин В.И., Береснев С.А. О вертикальном движении фрактало-подобных частиц в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 6. С. 506–509.
5. Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Захаров В.И., Грибанов К.Г. Фотофорез сажевых аэрозолей в поле теплового излучения Земли // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. № 7. С. 597–600.

Представлено или принято к представлению 8 докладов на 5 российских и международных научных конференциях и симпозиумах:

1. Рокотян Н.В., Грибанов К.Г., Захаров В.И., Береснев С.А., Поддубный В.А. Зондирование парниковых газов на Уральской атмосферной Фурье-станции с использованием методологии оптимальных спектральных микроокон. Межд. симп. «Атмосферная радиация и динамика» МСАРД-2011 (21-24 июня 2011 г., Санкт-Петербург, Петродворец). Тезисы докладов. СПб.: 2011. С. 69.
2. Рокотян Н.В., Грибанов К.Г., Захаров В.И. Зондирование

углеродосодержащих парниковых газов в атмосфере Урала методом наземных измерений ИК-спектров солнечного излучения с высоким спектральным разрешением. XVII Межд. симп. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы» (28 июня-1 июля 2011 г., Томск, ИОА СО РАН). Тезисы докладов. Томск: Изд-во ИОА, 2011. Доклад А15. С. А40–А43.

3. *Gryazin V., Beresnev S.* Influence of vertical wind on motion of stratospheric soot aerosol. 10th International Conference on Carbonaceous Particles in the Atmosphere (June 26-29, 2011 - Vienna, Austria). Postersession 1. Optical properties. Paper # C-7.

4. *Beresnev S., Kochneva L.* Photophoretic motion of carbonaceous aerosol in stratosphere. 10th International Conference on Carbonaceous Particles in the Atmosphere (June 26-29, 2011 - Vienna, Austria). Postersession 1. Optical properties. Paper # C-13.

5. *Gryazin V.I., Beresnev S.A.* Stabilizing action of the vertical wind on spatial distribution of stratospheric aerosol. European Aerosol Conference 2011 (4-9 September, 2011 - Manchester, UK). Paper #708.

6. *Грибанов К.Г., Захаров В.И., Береснев С.А., Рокотян Н.В., Поддубный В.А., Имасу Р., Чистяков П.А., Скорик Г.Г., Васин В.В.* Зондирование парниковых газов в атмосфере Урала методом наземных измерений ИК-спектров солнечного излучения с высоким спектральным разрешением. Аэрозоли Сибири. XVII Рабочая группа: тезисы докладов. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2010. С. 16.

7. *Рокотян Н.В., Грибанов К.Г., Захаров В.И.* Эффект температурно-независимого поглощения и его использование для зондирования парниковых газов в атмосфере. Аэрозоли Сибири. XVII Рабочая группа: тезисы докладов. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2010. С. 22.

8. *Кочнева Л.Б., Береснев С.А., Грибанов К.Г., Захаров В.И., Журавлева Т.Б., Фирсов К.М.* О фотофоретическом движении аэрозолей в поле атмосферной радиации. Аэрозоли Сибири. XVII Рабочая группа: тезисы докладов. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2010. С. 6.

9. *Грязин В.И., Береснев С.А.* Вертикальный ветер на больших высотах: итоги анализа, сопоставление с наблюдательными данными, воздействие на аэрозольные слои и облака. Аэрозоли Сибири. XVII Рабочая группа: тезисы докладов. Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2010. С. 37.

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по научной работе
ГОУ ВПО «УрГУ»

(подпись) А.О. Иванов

«____» _____ 2010 г.

Экспертное заключение о возможности опубликования

Я, председатель экспертной комиссии НИИ физики и прикладной математики УрГУ
(наименование подразделения)

Государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Уральский государственный университет им. А.М.Горького», рассмотрев статью Грибанова К.Г. Захарова В.И., Береснева С.А., Рокотьяна Н.В., Имасу Р., Чистякова П.А., Скорика Г.Г., Васина В.В. «Зондирование Н₂O/H₂O в атмосфере Урала методом наземных измерений ИК-спектров солнечного излучения с высоким спектральным разрешением», объемом 7 стр.

(Ф.И.О. автора, вид, название материала, количество листов)

подтверждаю, что в материале не содержатся сведения, относящиеся к государственной тайне. Материал не патентоспособен и не содержит сведений конфиденциального характера и «ноу-хау».

На публикацию материалов не следует
(следует ли)

получить разрешение _____
(организации, данный пункт вводится при необходимости)

Закключение: это позволяет мне сделать заключение, что рассмотренный материал может быть опубликован в открытой печати

(может быть опубликован в открытой печати или вывезен за границу для опубликования или проведения совместной работы в рамках двустороннего соглашения)

Председатель комиссии (руководитель-эксперт),

Директор НИИ ФПМ УрГУ _____ Н.В. Кудреватых
(должность, подпись, инициалы и фамилия)

Главный специалист ОНТИ УНИ _____ Н.П. Невраева
(подпись)

Начальник Первого отдела _____ А.Г. Гришин
(подпись)

Зондирование HDO/H₂O в атмосфере Урала методом наземных измерений ИК-спектров солнечного излучения с высоким спектральным разрешением

К.Г. Грибанов¹, В.И. Захаров¹, С.А. Береснев², Н.В. Рокотян¹,
В.А. Поддубный³, R. Imasu⁴, П.А. Чистяков⁵, Г.Г. Скорик⁴, В.В. Васин^{5*}

¹Уральский государственный университет им. А.М.Горького,
лаборатория глобальной экологии и спутникового мониторинга
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51, Россия

²Уральский государственный университет им. А.М.Горького, лаборатория физики аэрозолей
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51, Россия

³Институт промышленной экологии УрО РАН
620019, г. Екатеринбург, ГСП-594, ул. Софьи Ковалевской, 20А, Россия

⁴Center for Climate System Research, University of Tokyo,
5-1-5, Kashiwanoha, Kashiwa-shi, Chiba, 277-8568, Japan

⁵Институт математики и механики УрО РАН
620219, г. Екатеринбург, ГСП-384, ул. Софьи Ковалевской, 16, Россия

Поступила в редакцию 28.08.2010 г.

Описывается Уральская атмосферная Фурье-станция, работающая на базе современного Фурье-спектрометра Bruker IFS-125M, сопряженного с автоматизированным солнечным трекером A547N. Станция расположена в лесной зоне с координатами 57,038° с.ш., 59,545° в.д. и предназначена для мониторинга следовых газов в фоновой атмосфере и валидации спутниковых данных. Приведены образцы измеренных спектров пропускания безоблачной атмосферой солнечного излучения в ближней ИК-области с высоким спектральным разрешением и первые результаты определения из них относительного содержания молекул тяжелой воды в атмосфере Урала.

Ключевые слова: зондирование атмосферы, Фурье-спектрометрия, парниковые газы, гидрологический цикл, HDO, обратные задачи, высотные профили; remote sensing, Fourier-spectrometry, greenhouse gases, hydrological cycle, HDO, inverse tasks, altitude profiles.

В июле 2009 г. на территории Коуровской астрономической обсерватории Уральского государственного университета введена в строй Уральская атмосферная Фурье-станция (УАФС). Станция расположена в фоновом лесном районе (57,038° с.ш., 59,545° в.д., высота около 300 м над уровнем моря), в 80 км на северо-западе от г. Екатеринбурга. УАФС оборудована современным Фурье-спектрометром высокого разрешения Bruker IFS125M, его рабочий спектральный диапазон — от дальнего ИК до видимого. Фурье-спектрометр сопряжен с автоматизированным солнечным трекером A547N, рас-

положенным на крыше рабочего павильона и через систему зеркал направляющим солнечное излучение на вход спектрометра.

Спектрометр расположен внутри павильона в теплоизолированной комнате, в которой кондиционер поддерживает заданную рабочую температуру. В качестве вспомогательного оборудования имеется также современный автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплект МЕТЕО-2, разработанный в Институте оптики атмосферы СО РАН [1], для измерения атмосферного давления, температуры, влажности и компонент скоростей ветра в процессе регистрации спектров.

УАФС предназначена для мониторинга следовых газов в атмосфере, накопления временных рядов данных, а также для задач валидации данных спутникового зондирования, таких как GOSAT, OCO-2 и др. Основные характеристики Фурье-спектрометра таковы: полный спектральный диапазон (с использованием трех детекторов) 420–25000 см⁻¹ (0,4–24 мкм); разрешение сканера — не менее 0,0035 см⁻¹; интерфейс к управляющему компьютеру Ethernet с прото-

* Костантин Геннадьевич Грибанов (kgribanov@remotesensing.ru); Вячеслав Иосифович Захаров (v.zakharov@remotesensing.ru); Сергей Анатольевич Береснев (sergey.beresnev@usu.ru); Никита Валерьевич Рокотян (Rokotyan@live.com); Василий Алексеевич Поддубный (Basil@ecko.uran.ru); Ryoichi Imasu (imasu@ccsr.u-tokyo.ac.jp); Павел Александрович Чистяков (p_a_v_e_l@isnet.ru); Георгий Григорьевич Скорик (skorik@imm.uran.ru); Владимир Васильевич Васин (vasin@imm.uran.ru).

колом ТСП/IP; точность позиционирования солнечного трека — 2 угл. мин.

Измерения спектров пропускания атмосферой солнечного излучения проводятся в ясные безоблачные дни. При решении обратных задач по определению концентрации искоемых газов в атмосфере из ее спектров пропускания используются образцы спектров, соответствующие относительно безветренным (скорость ветра менее 2 м/с) состояниям атмосферы со слабым аэрозольным замутнением. Для селекции спектров атмосферы со слабым аэрозольным замутнением используются независимые измерения аэрозольной оптической толщи, сделанные с помощью солнечного фотометра CIMEL CE-318. Данный фотометр является локальным сегментом международной сети Aerosol Robotics Network (AERONET) [2] и размещен рядом с солнечным трекером. Благодаря высокому спектральному разрешению Фурье-спектрометра Bruker IFS125M и высокому отношению сигнал-шум (~ 1000) в инфракрасных спектрах пропускания атмосферы, удается выделить достаточно изолированные линии колебательно-вращательных переходов значительного количества атмосферных газов. Подобные спектрометрические комплексы являются перспективным инструментом зондирования атмосферы и позволяют осуществлять мониторинг различных следовых газов в атмосфере, таких как CO_2 , CH_4 , CO , O_3 , N_xO_y , H_2O , HNO_3 , HCl , HF и др. [3].

В данной статье для анализа отобраны и обработаны 12 спектров пропускания безоблачной слабоаэрозольной атмосферы в ближней ИК-области в диапазоне $4000\text{--}9000\text{ см}^{-1}$, зарегистрированных 8 сентября 2009 г. с максимальным разрешением $0,0035\text{ см}^{-1}$. Все спектры измерялись с использованием InGaAs-детектора, работающего при комнатной температуре. По данным солнечного фотометра CIMEL CE-318 от 08.09.2009 г. аэрозольная оптическая толщина атмосферы τ_a на длине волны $1,02\text{ мкм}$ в Коуровке варьировалась в интервале $0,05 < \tau_a < 0,1$. На рис. 1 приведен характерный образец регистрируемых спектров, более детально показан спектральный интервал, используемый в данной работе для определения вертикального профиля концентрации HDO в атмосфере.

В диапазоне $4112\text{--}4120\text{ см}^{-1}$ в спектре пропускания атмосферы выбрана группа спектральных линий HDO, подходящая для определения вертикального профиля концентрации и полного содержания в атмосферном столбе данного изотопа.

Экспериментальные данные о соотношении концентрации изотопов HDO и H_2O в атмосфере важны для описания качественных и количественных характеристик процессов испарения и конденсации в атмосфере. Величина отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ для определенной воздушной массы изменяется в процессах фазовых превращений и является трассером «силы гидрологического цикла» [4]. Распределение величины отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ в атмосфере отражает предысторию формирования воздушных масс и характеризует перенос скрытого тепла из тропического пояса к средним и высоким широтам [5, 6].

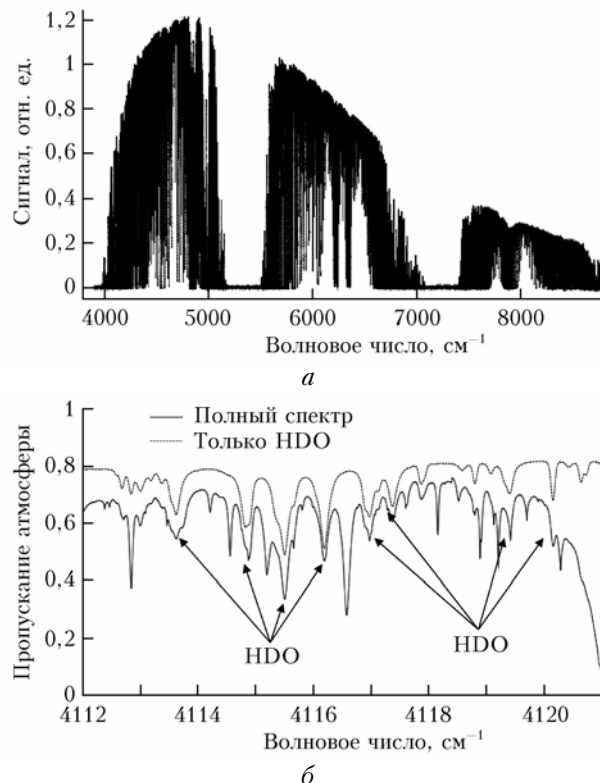


Рис. 1. Образец измеренного спектра на УАФС (а) и спектральный интервал, используемый для определения вертикального профиля концентрации HDO в атмосфере (б). Стрелками указаны достаточно сильные линии HDO, наблюдаемые в атмосферных спектрах

Мониторинг изотопного состава атмосферного водяного пара может улучшить понимание процессов фазовых превращений воды в ходе гидрологического цикла и уточнить параметры моделей общей циркуляции атмосферы, учитывающих разделение изотопов воды. Для изучения вертикальных профилей отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ в атмосферном водяном паре крайне редко, ввиду сложности экспериментов, используются самолетные измерения [7].

Достаточно новым и перспективным для данной задачи в настоящее время является метод дистанционного зондирования с использованием данных измерений уходящего теплового излучения Земли спутниковыми ИК-Фурье-спектрометрами высокого разрешения. Метод был предложен в [8] и впервые реализован в [9, 10]. Идея использования линий HDO и H_2O тепловой ИК-области спектра атмосферы для определения отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ по данным Фурье-спектрометров наземного базирования была представлена в работе [11] и реализована в [12, 13].

В настоящей статье впервые используются линии HDO из ближней ИК-области спектра пропускания атмосферы для определения вертикального профиля отношения концентраций $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ в атмосфере и отношения $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ в атмосферном столбе.

В геофизике принято оперировать величиной δHDO , определяемой как

$$\delta\text{HDO} = (R/R_0 - 1) \cdot 1000 \text{ ‰}, \quad (1)$$

где $R = \text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ — текущее отношение относительного содержания тяжелой воды в атмосфере; $R_0 = R_{\text{SMOW}} = 3,1069 \cdot 10^{-4}$ (Standard Mean Ocean Water) — стандартное отношение для океанической воды.

Для решения обратной задачи по определению вертикального профиля $\delta\text{HDO}(h)$ в атмосфере (h — высота) из измеренных спектров пропускания использован оригинально модифицированный метод регуляризации Тихонова. Экстрагированную из спектров пропускания оптическую толщину атмосферы в линиях искоемых газов можно записать в виде

$$\tau_{\text{HDO}}(\nu) = \int_0^H N_{\text{HDO}}(h) \left(\sum_j S_j(T(h)) \times \right. \\ \left. \times \Phi_j(\nu - \nu_j, T(h), p(h)) \right) \sec(\theta(h)) dh, \quad (2)$$

где p , T , N_{HDO} — вертикальные профили давления, температуры и концентрация молекул HDO соответственно; θ — зенитный угол Солнца; S_j , Φ_j — интенсивность и контур спектральной линии. Суммирование в (2) ведется по всем спектральным линиям, которые вносят свой вклад в поглощение в канале с волновым числом ν . Ширина спектральной линии является функцией температуры и давления атмосферы на высоте h . Оптическая толщина в виде (2) использовалась в качестве входного вектора данных для решения обратной задачи, где выходным вектором являлся искомый профиль отношения концентраций $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$. В дискретном виде в обозначениях $\tau \rightarrow y$ и $\delta\text{HDO} \rightarrow x$ задача нахождения искомого профиля путем минимизации целевой функции может быть записана следующим образом:

$$\begin{aligned} \mathbf{Ax} &= \mathbf{y}; \\ J(\mathbf{x}) &= \|\mathbf{Ax} - \mathbf{y}\|^2 + \alpha \Omega(\mathbf{x}) \rightarrow \min; \\ \Omega(\mathbf{x}) &= \langle (\mathbf{x} - \mathbf{x}^*), \mathbf{N}_{\text{H}_2\text{O}}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^*) \rangle. \end{aligned} \quad (3)$$

Здесь \mathbf{y} — спектр оптической толщины атмосферы, полученный из измеренного спектра; \mathbf{x} — искомый профиль $\delta\text{HDO}(h)$ в атмосфере; \mathbf{A} — оператор прямой модели; $J(\mathbf{x})$ — целевая функция; $\Omega(\mathbf{x})$ — регуляризатор, используемый в данной работе. Угловыми скобками обозначено скалярное произведение векторов; \mathbf{x}^* — начальное приближение для профиля δHDO , рекомендованное в работе [12]; $\mathbf{N}_{\text{H}_2\text{O}}$ — профиль водяного пара в атмосфере; α — параметр регуляризации. Произведение векторов $\mathbf{N}_{\text{H}_2\text{O}}(\mathbf{x} - \mathbf{x}^*)$ — покомпонентное. Начальные приближения для профилей H_2O и температуры брались из базы данных ретроспективного анализа NCEP/NCAR [14].

Полученный для профиля δHDO методом (3) результат показан на рис. 2, а.

Все выбранные спектры были обработаны с помощью программного пакета GFIT, принятого в ка-

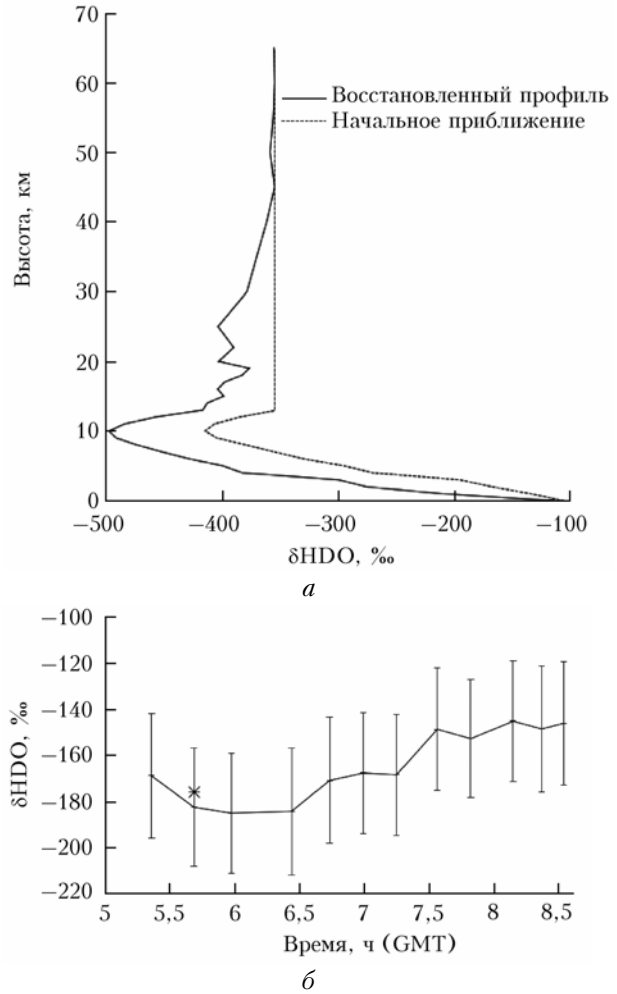


Рис. 2. Восстановленный вертикальный профиль $\delta\text{HDO}(h)$ по спектрам 08.09.2009 г. (а) соответствует величине $\delta\text{HDO}^* = -176\text{‰}$ (звездочка на рис. 2, б); б — результат обработки спектров программным пакетом GFIT для определения δHDO^* в атмосферном столбе

честве стандарта в системе Total Carbon Observing Network (TCCON) [15]. При этом использовались все микрокна ближнего ИК-диапазона, рекомендуемые TCCON для определения содержания в атмосфере HDO и H_2O . Результаты обработки с использованием GFIT, полученные по $\text{HDO}/\text{H}_2\text{O}$ для всего атмосферного столба δHDO^* , показаны на рис. 2, б. Значения, полученные для δHDO^* обоими методами, находятся в хорошем согласии между собой. Дисперсия значений δHDO^* , полученных разными методами, в данном случае дает оценку ошибки определения относительного содержания тяжелой воды в атмосферном столбе $\sim 12\%$. Следует отметить, что положения максимумов весовых функций (строк матрицы \mathbf{A}) по абсолютной величине представлены только двумя узлами в использованной высотной сетке на высотах 1 и 2 км, поэтому вид восстановленного высотного профиля величины δHDO может зависеть от вида профиля начального приближения.

Особенности восстановленного профиля на высотах в окрестности 10 км отражают вклад априор-

ной информации в виде профиля начального приближения, подкорректированного информацией, содержащейся в спектре. Что касается особенностей восстановленного профиля на 18–21 км, они, вероятно, отражают, главным образом, совокупный вклад измерительного шума и неопределенности в остальных, фиксированных для данной задачи, параметрах атмосферы, поскольку вариации в спектре, обусловленные вариациями в концентрации HDO, на этих высотах меньше этого совокупного вклада.

В заключение отметим, что создание УАФС в Коуровке является важным шагом в расширении международной сети TCCON на регион Урала и Западной Сибири. Данный атмосферно-спектрометрический комплекс позволит решать задачи мониторинга парниковых и загрязняющих атмосферу газов в этом регионе, а также проводить валидацию спутниковых данных, таких как данные GOSAT и др.

Данные исследования частично были поддержаны грантами РФФИ № 09-01-00474-а, 09-01-00649-а, госконтрактами Р1151 и Р1571 Министерства образования и науки РФ и грантом Отделения математики РАН.

1. <http://www.iao.ru/en/resources/equip/dev/meteo2/>
2. <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>
3. Notholt J., Schrems O. Ground-based FTIR measurements of vertical column densities of several trace gases above Spitzbergen // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21, N 13. P. 1355–1358.
4. Noone D. Evaluation of hydrologic cycles and processes with water isotopes // *Proc. First Pan-GEWEX science meeting. Frascati, Italy, October 2006.*
5. Joussaume S., Sadourny R., Jouzel J. A general circulation model of water isotope cycles in the atmosphere // *Nature (Gr. Brit.)*. 1984. V. 311, N 5981. P. 24–29.

6. Jouzel J., Russell G.L., Suozzo R.J., Koster R.D., White J.W.C., Broecker W.S. Simulation of the HDO and H₂¹⁸O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model: the seasonal cycle for present-day conditions // *J. Geophys. Res. D*. 1987. V. 92, N 12. P. 14739–14760.
7. Ehrlh D.H., Rohrer F., Fried A. Vertical profiles of HDO/H₂O in the troposphere // *J. Geophys. Res. D*. 2005. V. 110. D13301, doi: 10.1029/2004JD005569.
8. Грибанов К.Г., Захаров В.И. О возможности мониторинга содержания HDO/H₂O в атмосфере, используя наблюдения из космоса уходящего теплового излучения // *Оптика атмосфер. и океана*. 1999. Т. 12, № 9. С. 33–37.
9. Zakharov V.I., Imasu R., Gribanov K.G., Hoffmann G., Jouzel J. Latitudinal distribution of deuterium to hydrogen ratio in the atmospheric water vapor retrieved from IMG/ADEOS data // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31, N 12. P. 723–726.
10. Worden J.R., Bowman K., Noone D., and TES team members. TES observations of the tropospheric HDO/H₂O ratio: retrieval approach and characterization // *J. Geophys. Res. D*. 2006. V. 111, N 16. D16309, doi: 10.1029/2005JD006606.
11. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Кобаяши Н., Шимота А. Определение HDO/H₂O в атмосфере из данных наземного сенсора TIS // *Оптика атмосфер. и океана*. 2000. Т. 13, № 10. С. 910–913.
12. Schneider M., Hase F., Blumenstock T. Ground-based remote sensing of HDO/H₂O ratio profiles: introduction and validation of an innovative retrieval approach // *Atmos. Chem. Phys.* 2006. V. 6, N 12. P. 4705–4722.
13. Топтыгин А.Ю., Грибанов К.Г., Захаров В.И., Касай Я., Кагава А., Мураяма Я., Имасу Р., Шмидт Г.А., Хоффманн Г., Жузель Ж. Определение вертикального профиля HDO/H₂O из спектров пропускания атмосферы высокого разрешения // *Оптика атмосфер. и океана*. 2007. Т. 20, № 3. С. 247–252.
14. http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep_reanalysis.html
15. <http://tccon.caltech.edu/>

K.G. Gribanov, V.I. Zakharov, S.A. Beresnev, N.V. Rokotyan, V.A. Poddubny, R. Imasu, P.A. Chistyakov, G.G. Skorik, V.V. Vasin. The sounding of HDO/H₂O in Ural's atmosphere using ground-based measurements of IR-solar radiation with high spectral resolution.

Ural Atmospheric Fourier Station (UAFS) on the base of Bruker IFS-125M interferometer conjugated with automated solar tracker A547N is described. UAFS is located in forest area (57.038N; 59.545E) in order to monitoring trace gases in the background atmosphere. The examples of measured atmospheric transmittance of solar radiation in near IR with high spectral resolution and first results of retrieval of HDO/H₂O in Ural atmosphere are presented.

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по научной работе
ГОУ ВПО «УрГУ»

_____ А.О. Иванов
(подпись)

«____» _____ 2011 г.

Экспертное заключение о возможности опубликования

Я, председатель экспертной комиссии НИИ физики и прикладной математики УрГУ
(наименование подразделения)

Государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Уральский государственный университет им. А.М.Горького», рассмотрев статью Рокотяна Н.В., Грибанова К.Г. Захарова В.И. «Эффект температурно-независимого поглощения и его использование для зондирования парниковых газов в атмосфере», объемом 7 стр.

(Ф.И.О. автора, вид, название материала, количество листов)

подтверждаю, что в материале не содержатся сведения, относящиеся к государственной тайне. Материал не патентоспособен и не содержит сведений конфиденциального характера и «ноу-хау».

На публикацию материалов не следует
(следует ли)

получить разрешение _____
(организации, данный пункт вводится при необходимости)

Закключение: это позволяет мне сделать заключение, что рассмотренный материал может быть опубликован в открытой печати

(может быть опубликован в открытой печати или вывезен за границу для опубликования или проведения совместной работы в рамках двустороннего соглашения)

Председатель комиссии (руководитель-эксперт),

Директор НИИ ФПМ УрГУ _____ Н.В. Кудреватых
(должность, подпись, инициалы и фамилия)

Главный специалист ОНТИ УНИ _____ Н.П. Невраева
(подпись)

Начальник Первого отдела _____ А.Г.Гришин
(подпись)

Эффект температурно-независимого поглощения и его использование для зондирования парниковых газов в атмосфере

Н.В. Рокотян, К.Г. Грибанов, В.И. Захаров*

Уральский государственный университет им. А.М. Горького
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51

Поступила в редакцию 14.02.2011 г.

Предложен метод устранения температурной неопределенности при решении обратных задач по определению количества искоемых газов в атмосфере из ее ИК-спектров пропускания высокого разрешения. Для зондирования предлагается использовать линии колебательно-вращательных спектров атмосферных молекул, обладающие эффектом температурно-независимого поглощения, т.е. линии, коэффициент поглощения которых практически не зависит от вариаций температуры в заданном температурном интервале. Представлены критерии и алгоритм поиска таких линий, а также произведена выборка температурно-независимых и изолированных линий из базы данных HITRAN-2004 для молекул CH_4 и CO_2 в спектральном диапазоне 4000–9000 cm^{-1} для температурного интервала 220–310 К. Выбранные линии апробированы на примере определения количества CH_4 и CO_2 в атмосфере из ее ИК-спектров пропускания высокого разрешения, зарегистрированных на Уральской атмосферной Фурье-станции в Коуровке.

Ключевые слова: температурно-независимое поглощение, дистанционное зондирование, Фурье-спектрометрия, парниковые газы; temperature-independent absorption, remote sensing, FTIR spectrometry, greenhouse gases.

Введение

В последние 150 лет наблюдается стремительный рост содержания ключевых парниковых газов в атмосфере Земли, таких как CO_2 и CH_4 , что является, вероятно, основной причиной увеличения парникового эффекта и роста приземных температур. Если в середине XIX в. концентрация двуокиси углерода в атмосфере составляла 280–290 миллионных долей, то в настоящее время данная величина приближается к 390 миллионным долям [1]. Средний рост концентрации CO_2 за период 2001–2010 гг. составил примерно 2 миллионные доли в год. Несмотря на относительно небольшое содержание CO_2 в атмосфере, он играет важную роль в парниковом эффекте [2].

Метан является не менее значимым парниковым газом. Так, вычисленное на одну молекулу воздействие метана на парниковый эффект примерно в 25 раз интенсивнее, чем воздействие молекулы CO_2 . Начиная с 1700 г. содержание атмосферного метана возросло более чем в 2 раза и по последним измерениям достигает 1,8 миллионной доли [3]. Согласно палеоклиматическим данным в настоящее время количественное содержание CO_2 и CH_4 в атмосфере Земли значительно больше, чем когда-либо за последние 420 тыс. лет ее эволюции [4].

В связи с быстрым ростом содержания парниковых газов в атмосфере важной задачей является их мониторинг с помощью спутникового и наземного зондирования в инфракрасном диапазоне спектра с высоким разрешением [5, 6]. Для решения проблемы глобального мониторинга парниковых газов в атмосфере такой подход является перспективным. Однако восстановление атмосферных параметров из результатов наблюдений ИК-спектров атмосферы представляет собой, в общем случае, некорректную обратную задачу с априорной информацией [7, 8], решение которой может быть неоднозначным и неустойчивым. При решении обратных задач по определению концентрации искоемых газов в атмосфере из ее ИК-спектров пропускания, измеряемых спутниковыми спектрометрами типа SCHIAMACY [9], TANSO/GOSAT [10] и ИК-Фурье-спектрометрами наземного базирования Международной сети TCCON (Total Carbon Column Observing Network) [11], имеет место температурная неопределенность, связанная с неточным знанием вертикального профиля температуры атмосферы. При решении этих задач вертикальный профиль температуры, как правило, берется из модельных данных ретроспективного анализа [12].

Для большей части земного шара сеть метеорологических обсерваторий очень редкая, в результате и данные ретроспективного анализа недостаточно точны, например ошибка в 3–5 К в профиле температуры вполне вероятна для ретроспективного анализа атмосферы над территориями России, Африки, Южной Америки, Арктики, Антарктики и других

* Никита Валерьевич Рокотян (nrokotyan@gmail.com); Константин Геннадьевич Грибанов (kgribanov@remotesensing.ru); Вячеслав Иосифович Захаров (v.zakharov@remotesensing.ru).

регионов. Колебательно-вращательный спектр поглощения (пропускания) достаточно чувствителен к температурным вариациям, поэтому ошибка в температурном профиле в несколько градусов для слабодиабильных газов (наблюдаемые максимальные вариации полного содержания в атмосферном столбе CO_2 составляют 2%, а CH_4 — 8% [13]) может давать сравнимый или даже больший вклад в функцию пропускания, чем вклад от характерных вариаций средней концентрации искомого газа в атмосфере. Это может привести к существенным ошибкам в результатах решения обратной задачи по определению концентрации парниковых газов из измеренных ИК-спектров пропускания атмосферы высокого разрешения. На рис. 1 приведены примеры того, какую ошибку в определении концентрации искомого газа может вызывать изменение профиля температуры на 1%.

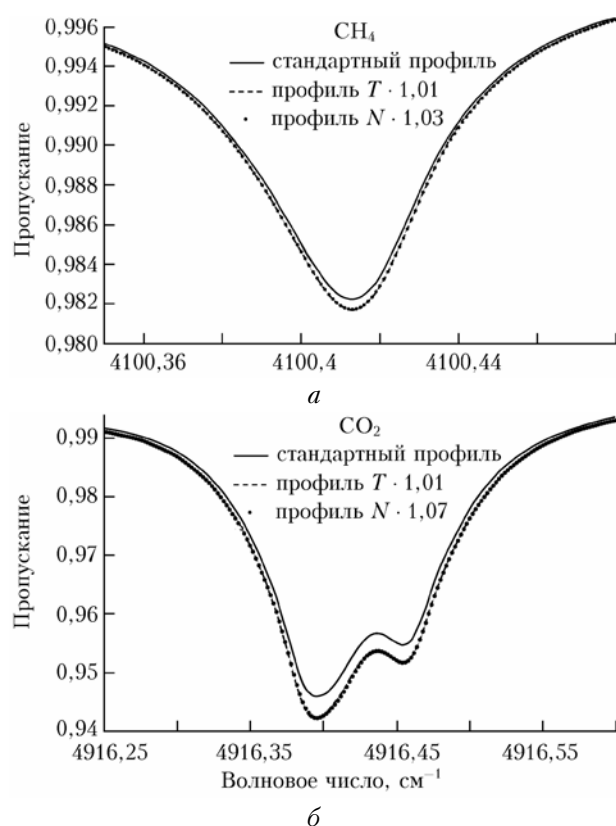


Рис. 1. Изменение в спектре пропускания атмосферы при увеличении температурного профиля на 1% (3 К для приземных значений) соответствует изменению при увеличении концентрации CH_4 в атмосферном столбе на 3% (а), а CO_2 на 7% (б). Исходная модель атмосферы — «лето средних широт»

При расчетах функции пропускания атмосферы изменение профиля температуры на 1% осуществлялось умножением начального профиля на множитель 1,01.

В настоящей статье для устранения такой неопределенности предлагается использовать линии, обладающие эффектом температурно-независимого поглощения, коэффициент поглощения которых слабо зависит от вариаций температуры на заданном тем-

пературном интервале. Здесь представлены критерии и алгоритм поиска таких линий, а также произведена выборка температурно-независимых линий из базы данных HITRAN-2004 [14] для углеродсодержащих атмосферных газов CH_4 и CO_2 в спектральном диапазоне $4000\text{--}9000\text{ см}^{-1}$ для температурного интервала 220–310 К. Такой температурный интервал позволяет охватить практически годовую вариацию температуры тропосферы в вертикальном профиле.

Отбор линий

Коэффициент поглощения в линии пропорционален заселенности поглощающего уровня N_e [15], т.е.

$$N_e \sim \frac{\exp(-E/kT)}{Q(T)}, \quad (1)$$

где E — энергия нижнего уровня; k — постоянная Больцмана; T — температура газа; $Q(T)$ — статсумма по колебательно-вращательным уровням молекулы. Исходя из монотонных температурных зависимостей числителя и знаменателя в (1), можно ожидать, что для линий с определенными значениями энергии нижнего уровня это отношение будет близко к константе в некотором температурном интервале.

В настоящей статье были произведены поиск и отбор таких линий в спектрах поглощения ближнего ИК-диапазона для молекул CH_4 и CO_2 из базы данных HITRAN-2004 [14] для температурного интервала 220–310 К. Для нахождения и отбора линий была разработана программа, рассчитывающая разность между максимальным и минимальным значениями интенсивности спектральных линий для заданного атмосферного газа в заданном температурном интервале. Линии, интенсивность которых отличается более чем на 5% от максимальной интенсивности в заданном температурном интервале, отбрасываются.

Следующим шагом является отбор линий, удовлетворяющих критерию изолированности в ИК-спектре солнечного излучения, прошедшего сквозь атмосферу (не перекрывающихся с другими линиями этого газа, с линиями других атмосферных газов и с солнечными линиями). Отбор изолированных линий был произведен по модельным спектрам пропускания атмосферы, сгенерированным с использованием программного обеспечения FIRE-ARMS [16, 17] (Fine InfraRed Explorer of Atmospheric Radiation MeasurementS, <http://remotesensing.ru/soft.html>). При моделировании использовался спектр излучения Солнца в ближней ИК-области, приведенный в [18].

Эксперимент и решение обратной задачи

Для апробации выбранных линий на примере решения обратной задачи по определению концентрации CH_4 и CO_2 в атмосфере из ее ИК-спектров пропускания были отобраны 182 экспериментальных спектра. Эти спектры были измерены в условиях безоблачной атмосферы за период июнь–сентябрь 2010 г. на Уральской атмосферной Фурье-станции

(УАФС). Станция расположена в фоновом лесном районе примерно в 80 км на северо-запад от г. Екатеринбург на территории Коуровской астрономической обсерватории Уральского государственного университета (57,038° с.ш.; 59,545° в.д., высота около 300 м над ур. м.). УАФС оборудована современным Фурье-спектрометром высокого разрешения Bruker IFS125M, обладающим полным рабочим спектральным диапазоном 450–25000 см⁻¹ и максимальным спектральным разрешением 0,0035 см⁻¹. Фурье-спектрометр сопряжен с автоматизированным солнечным трекером A547N, который расположен на крыше рабочего павильона и направляет солнечное излучение через систему зеркал на вход спектрометра. УАФС предназначена для мониторинга следовых газов в атмосфере, накопления временных рядов данных, а также для задач валидации данных спутникового зондирования, таких как GOSAT, OCO-2 и др.

Измерения спектров пропускания атмосферой солнечного излучения проводились в спектральном диапазоне 4000–12000 см⁻¹ с разрешением 0,02 см⁻¹ в ясные безоблачные дни в соответствии с требованиями Международной сети TCCON [11]. Для регистрации метеоданных в процессе измерений был использован автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплекс МЕТЕО-2, разработанный в Институте оптики атмосферы СО РАН [19], для прецизионного измерения атмосферного давления и компонент скоростей ветра. При решении обратных задач по определению концентраций искоемых газов в атмосфере из ее ИК-спектров пропускания использованы образцы спектров, соответствующие безветренным состояниям атмосферы со слабым аэрозольным замутнением. Для отбора спектров атмосферы со слабым аэрозольным замутнением (аэрозольная оптическая толщина в области 1,02 мкм не более 0,05) были использованы независимые измерения аэрозольной оптической толщины, сделанные с помощью солнечного фотометра CIMEL CE-318. Данный фотометр является локальным сегментом Международной сети Aerosol Robotic Network (AERONET) [20] и размещен рядом с солнечным трекером. Определение средней концентрации искоемых газов в атмосферном столбе было осуществлено с помощью стандартного для участников TCCON программного пакета GFIT [11].

Модельный спектр пропускания атмосферы $F_v(\mathbf{x}, \mathbf{b})$ определяется как результат следующей свертки:

$$F_v(\mathbf{x}, \mathbf{b}) = \int_0^\infty dv' \exp\{-\tau(v')\} F_{ILS}(v - v'), \quad (2)$$

где \mathbf{x} — вектор атмосферных параметров; \mathbf{b} — исходные профили концентрации атмосферных газов, которые считаются известными; $F_{ILS}(v - v')$ — аппаратная функция спектрометра; $\tau(v)$ — оптическая толщина молекулярной атмосферы:

$$\tau(v) = \int_0^H N(h) \left(\sum_i n_i \sum_j S_{ij}(T(h)) \times \right.$$

$$\left. \times \Phi_{ij}(v_{ij} - v, T(h), p(h)) \right) \sec(\theta(h)) dh. \quad (3)$$

Здесь $T(h)$, $p(h)$ и $N(h)$ — температура, давление и концентрация молекул в атмосфере на высоте h ; n_i — относительная концентрация i -го газа; S_{ij} — интенсивность j -й линии i -го газа; v_{ij} — волновое число центра линии, см⁻¹; θ — зенитный угол; Φ_{ij} — контур спектральной линии. Аппаратная функция спектрометра должна удовлетворять условию нормировки:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} F_{ILS}(v) dv = 1. \quad (4)$$

В настоящей статье при моделировании спектров использовалась аппаратная функция вида $\sin(x)/x$.

Практическая реализация решения обратной задачи в программном пакете GFIT предполагает минимизацию квадратической невязки между измеренным спектром y_v и модельным спектром $F_v(\mathbf{x}, \mathbf{b})$:

$$J(\mathbf{x}) = \sum_v \|F_v(\mathbf{x}, \mathbf{b}) - y_v\|^2. \quad (5)$$

Для этого используется метод масштабирования начального приближения для вертикального профиля искомого газа. В данном методе минимизация (5) осуществляется умножением искомого профиля на число. В качестве вектора фиксированных параметров обратной задачи \mathbf{b} могут выступать высотные профили концентрации тех атмосферных газов, которые в данном восстановлении считаются известными и фиксируются, а также вертикальный профиль температуры. Источниками ошибок в восстановлении искоемых параметров атмосферы данным методом могут быть неполнота прямой модели, шум измерения, а также ошибки в интенсивности, частоте и уширении спектральной линии, заложенные в базе данных HITRAN, неточное знание вертикального профиля температуры. Ошибка, связанная с неточным знанием профиля температуры, может быть минимизирована путем использования температурно-независимых линий поглощения.

Результаты исследования

По результатам поиска в базе данных HITRAN-2004 из спектрального диапазона 4000–9000 см⁻¹ были отобраны 22 линии (14 линий CH₄ и 8 линий CO₂), обладающие эффектом температурно-независимого поглощения и удовлетворяющие критерию изолированности (таблица).

Характерное изменение интенсивности линии на заданном температурном интервале 220–310 К на примере некоторых отобранных линий продемонстрировано на рис. 2.

Как показано на рис. 3, такие линии практически не приводят к заметному изменению функции пропускания атмосферы при изменении температуры в заданном температурном интервале.

Изолированные спектральные линии газов CH_4 и CO_2 , обладающие эффектом температурно-независимого поглощения в спектре пропускания атмосферы

Молекула	Изотоп	Центр длины, см^{-1}	Энергия нижнего уровня, см^{-1}	Идентификация перехода, принятая в БД HITRAN				Интенсивность		Максимальное отклонение, %	Ширина ок-на, см^{-1}
				Квантовые числа верхнего колебательного состояния	Квантовые числа нижнего колебательного состояния	Вращательные квантовые числа верхнего состояния	Вращательные квантовые числа нижнего состояния	min	max		
CH_4	211	4258,6944	293,1542	1 0 0 1 1F2	0 0 0 0 1A1	8A1 15	7A2 1	2,87E-21	3,01E-21	4,77	0,18
CH_4	211	4276,6343	293,1542	1 0 1 1 1F1	0 0 0 0 1A1	7A1 16	7A2 1	1,02E-21	1,06E-21	4,77	0,70
CH_4	211	4311,1424	293,1542	1 0 1 1 1F2	0 0 0 0 1A1	7A1 18	7A2 1	1,55E-21	1,63E-21	4,77	0,30
CH_4	211	4315,9516	293,1787	1 0 1 1 1F2	0 0 0 0 1A1	7F2 56	7F1 2	1,41E-21	1,48E-21	4,78	0,10
CH_4	211	4349,8222	293,1542	1 0 1 1 1F1	0 0 0 0 1A1	7A1 22	7A2 1	1,23E-21	1,28E-21	4,77	0,17
CH_4	211	4355,2430	293,1266	1 0 1 1 1F2	0 0 0 0 1A1	7F1 71	7F2 1	9,69E-22	1,01E-21	4,77	0,30
CH_4	211	4392,6483	293,1230	1 0 1 1 1F2	0 0 0 0 1A1	8F2 63	7F1 1	1,56E-21	1,64E-21	4,77	0,60
CH_4	211	4392,7444	293,1266	1 0 1 1 1F2	0 0 0 0 1A1	8F1 61	7F2 1	1,11E-21	1,16E-21	4,77	0,55
CH_4	211	5926,4662	293,1266	0 0 2 0 1F2	0 0 0 0 1A1	6F1191	6F1 1	2,73E-22	2,86E-22	4,77	0,18
CH_4	211	5926,4837	293,1230	0 0 2 0 1F2	0 0 0 0 1A1	6F2199	6F2 1	2,70E-22	2,83E-22	4,77	0,70
CH_4	211	5926,5755	293,1542	0 0 2 0 1F2	0 0 0 0 1A1	6A1 70	6A1 1	4,44E-22	4,65E-22	4,77	0,30
CH_4	211	5926,6250	293,1646	0 0 2 0 1F2	0 0 0 0 1A1	6F1193	6F1 2	2,62E-22	2,75E-22	4,77	0,10
CH_4	211	5926,6482	293,1701	0 0 2 0 1F2	0 0 0 0 1A1	6E 132	6E 1	1,74E-22	1,83E-22	4,77	0,17
CH_4	211	5926,6785	293,1787	0 0 2 0 1F2	0 0 0 0 1A1	6F2200	6F2 2	2,56E-22	2,68E-22	4,78	0,30
CO_2	626	6207,2457	234,0833	3 0 0 13	0 0 0 01	—	P 24e	1,27E-23	1,33E-23	4,66	0,50
CO_2	626	6209,1240	197,4166	3 0 0 13	0 0 0 01	—	P 22e	1,42E-23	1,48E-23	4,72	0,40
CO_2	626	6243,9124	197,4166	3 0 0 13	0 0 0 01	—	R 22e	1,62E-23	1,69E-23	4,72	0,60
CO_2	626	6245,1233	234,0833	3 0 0 13	0 0 0 01	—	R 24e	1,45E-23	1,52E-23	4,66	0,50
CO_2	626	6327,0609	234,0833	3 0 0 12	0 0 0 01	—	P 24e	1,21E-23	1,26E-23	4,66	0,50
CO_2	626	6328,9556	197,4166	3 0 0 12	0 0 0 01	—	P 22e	1,35E-23	1,42E-23	4,72	0,50
CO_2	626	6363,7277	197,4166	3 0 0 12	0 0 0 01	—	R 22e	1,49E-23	1,56E-23	4,72	0,60
CO_2	626	6364,9220	234,0833	3 0 0 12	0 0 0 01	—	R 24e	1,32E-23	1,38E-23	4,66	0,60

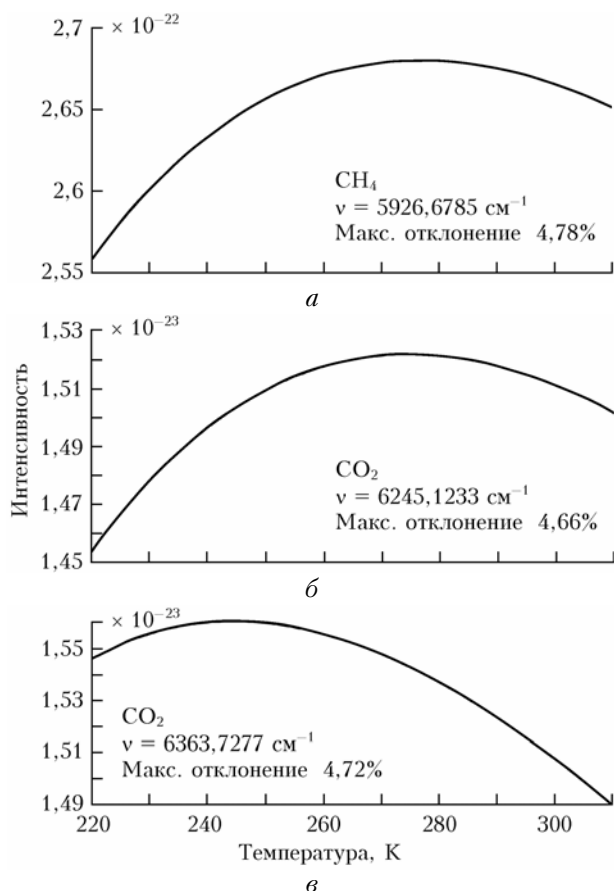


Рис. 2. Зависимость интенсивности линии от температуры в интервале 220–310 К на примере нескольких отобранных линий

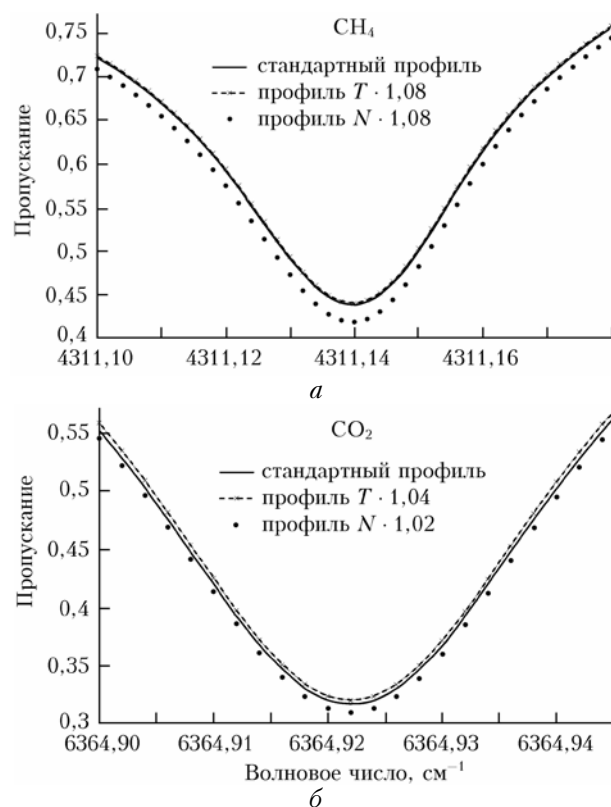


Рис. 3. Изменение профиля температуры (T) на 4–8% (10–25 К для приземных значений) приводит к меньшему изменению функции пропускания в отобранных линиях, чем максимальная вариация концентрации искоемых газов в атмосферном столбе: 8% для CH_4 (а), 2% для CO_2 (б). Исходная модель атмосферы – «лето средних широт»

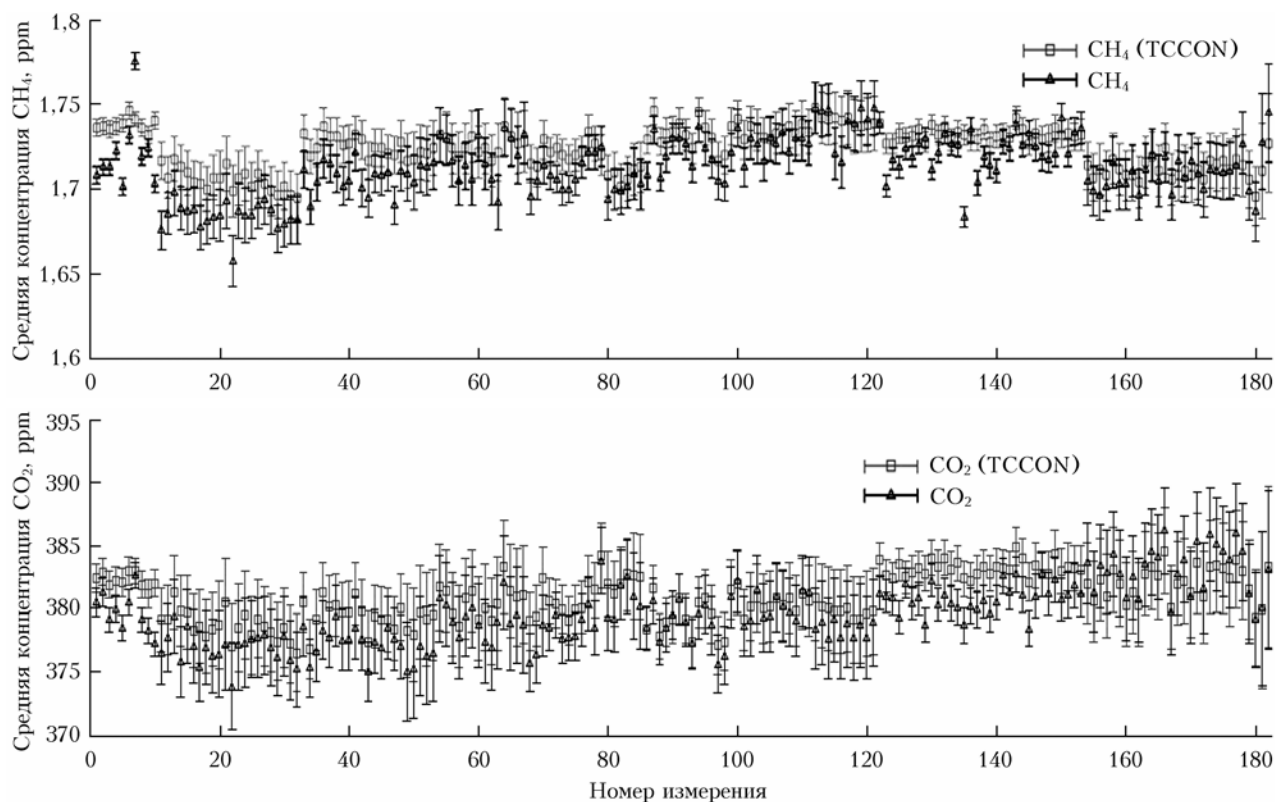


Рис. 4. Средние концентрации CH_4 и CO_2 , определенные по микроокнам, рекомендованным сообществом TCCON, и по микроокнам в окрестности обнаруженных температурно-независимых линий поглощения

Вариация температурного и концентрационных профилей при построении графиков на рис. 3 осуществлялась умножением начальных профилей на множители, соответствующие указанным процентам (например, изменению на 8% соответствует множитель 1,08, на который умножается каждое значение профиля на высотной сетке атмосферной модели). Использование таких линий может существенно уменьшить ошибку в определении концентрации в задачах зондирования парниковых газов по спектрам пропускания атмосферы, когда профиль температуры точно не известен или не определяется.

Выбранные линии апробированы на примере определения средней концентрации двуокиси углерода и метана в атмосферном столбе с помощью программного пакета GFIT с использованием отобранных спектральных микроокон (см. таблицу) и микроокон, рекомендованных сообществом Международной сети TCCON.

Полученные обоими методами концентрации искоемых газов, приведенные к атмосферному столбу сухого воздуха, варьируются следующим образом: CH_4 в интервале 1,65–1,75 ppm, CO_2 в интервале 373–385 ppm (рис. 4).

Заключение

Сравнительный анализ полученного среднего содержания CH_4 и CO_2 в атмосфере по найденному набору микроокон и по стандартному набору, рекомен-

дованному сообществом сети TCCON, показывает приемлемое согласие между обоими результатами (см. рис. 4). Однако использование спектральных линий, обладающих эффектом температурно-независимого поглощения, позволяет минимизировать ошибку, связанную с неточным знанием вертикального профиля температуры. Например, разбив температурный интервал 220–310 K на два интервала 220–272 и 245–310 K (характерные для вариаций температур в нижней и средней тропосфере зимой и летом), можно использовать различные линии CO_2 — для зимы линию $6363,7277 \text{ см}^{-1}$, для лета линию $6245,1233 \text{ см}^{-1}$ (см. рис. 2), что позволит уменьшить ошибку определения полного содержания. Такой подход предоставляет потенциальную возможность заведомо получать более точные результаты при решении обратной задачи по определению средней концентрации искоемых газов в атмосфере из ее ИК-спектров пропускания.

В дальнейшем планируется произвести аналогичный поиск и выборку температурно-независимых линий для других атмосферных газов, таких как CO, H_2O и HDO, и апробировать найденные линии для решения обратной задачи по определению содержания этих газов из ИК-спектров высокого разрешения, измеряемых на УАФС.

Авторы признательны О.Б. Родимовой и О.Н. Сулакшиной за обсуждение результатов работы и полезные замечания, а также В.И. Перевалову и С.А. Ташкуну за консультации по идентификации колебательно-вращательных уровней выбранных температурно-независимых линий в молекулах CH_4 и CO_2 .

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-01-00649 и 09-01-00474) и Минобрнауки РФ (госконтракты № П1151 и П1571).

1. *Dr. Pieter Tans*. NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/) and *Dr. Ralph Keeling*, Scripps Institution of Oceanography (scrippsco2.ucsd.edu/)
2. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. М.: Гидрометеиздат, 1980. 352 с.
3. Wuebbles D.J., Hayhoe K. Atmospheric methane and global change // *Earth-Science Rev.* 2002. V. 57. P. 177–210.
4. Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis J., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. Climate and Atmospheric History of the Past 420,000 years from the Vostok Ice Core, Antarctica // *Nature (Gr. Brit.)*. 1999. V. 399, N 6735. P. 429–436.
5. Kobayashi H., Ed. Interferometric Monitor for Greenhouse Gases: IMG Project Technical Report // IMG Mission Operation & Verification Committee, CRIEPI; Tokyo, Japan. 1999. P. 45.
6. Notholt J., Schrems O. Ground-based FTIR measurements of vertical column densities of several trace gases above Spitzbergen // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V. 21, N 13. P. 1355–1358.
7. Васин В.В., Азеев А.Л. Некорректные задачи с априорной информацией. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. 262 с.
8. Rogers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. Singapore: World Scientific, 2000. 206 p.
9. Burrows J.P., Hölzle P.E., Goede A.P.H., Visser H., Fricke W. SCIAMACHY – Scanning Imaging Absorption Spectrometer for Atmospheric Chartography // *Acta Astronaut.* 1995. V. 35, N 5. P. 445–451.
10. Hamazaki T., Kaneko Y., Kuze A. Carbon dioxide monitoring from the GOSAT satellite // *Proc. XX-th ISPRS congress*, 12–23 July 2004. Istanbul, Turkey, 2004.
11. URL: <http://tccon.caltech.edu/>
12. URL: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>
13. Nakazawa T., Sugawara S., Inoue G., Machida T., Masyutov S., Mukai H. Aircraft measurements of the concentrations of CO₂, CH₄, N₂O, and CO and the carbon and oxygen isotopic ratios of CO₂ in the troposphere over Russia // *J. Geophys. Res. D*. 1997. V. 102, N 3. P. 3843–3859.
14. Rothman L.S., Jacquemart D., Barbe A., Benner D.C., Birk M., Brown L.R., Carleer M.R., Chackerian C., Jr., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Hartmann J.-M., Jucks K.W., Maki A.G., Mandin J.-Y., Massie S.T., Orphal J., Perrin A., Rinsland C.P., Smith M.A.H., Tennyson J., Tolchev R.N., Toth R.A., Auwers J.V., Varanasi P., Wagner G. The HITRAN-2004 molecular spectroscopic database // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2005. V. 96, N 4. P. 139–204.
15. Герцберг Г. Колебательные и вращательные спектры многоатомных молекул / Пер. с англ. М.: Изд-во иностр. лит-ры, 1949. 647 с.
16. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташкун С.А. Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы // *Оптика атмосф. и океана*. 1999. Т. 12, № 4. С. 372–378.
17. Griбанov K.G., Zakharov V.I., Tashkun S.A., Tyuterev V.I.G. A new software tool for radiative transfer calculations and its application to IMG/ADEOS data // *J. Quant. Spectrosc. and Radiat. Transfer*. 2001. V. 68, N 4. P. 435–451.
18. URL: <http://kurucz.harvard.edu/sun.html>
19. URL: <http://www.iao.ru/en/resources/equip/dev/meteo2/>
20. URL: <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

N.V. Rokotyan, K.G. Griбанov, V.I. Zakharov. Effect of temperature-independent absorption and its use in remote sensing of atmospheric carbon gases.

Temperature uncertainty, existing in the solution of inverse problem of retrieval of concentration of atmospheric gases from satellite and ground-based high resolution IR spectra, can be eliminated by using vibrational-rotational spectral lines of atmospheric molecules with the effect of temperature-independent absorption. Absorption coefficient of the lines is virtually independent on temperature variations at a given temperature interval. This paper presents criteria and algorithm of temperature-independent lines selection with a list of selected isolated temperature-independent lines from HITRAN-2004 database for CH₄ and CO₂ molecules from spectral region of 4000–9000 cm⁻¹ for temperature interval of 220–310 K. The selected lines were applied for atmospheric CH₄ and CO₂ retrieval from high-resolution IR spectra of the atmosphere, obtained in the Ural Atmospheric Fourier Station in Kourvka.

Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport

V. I. Gryazin · S. A. Beresnev

Received: 17 August 2010 / Accepted: 25 November 2010 / Published online: 12 December 2010
© Springer-Verlag 2010

Abstract The main goals of this work are climatological analysis of characteristics of vertical wind in the stratosphere and estimation of potential opportunities of its influence on stratospheric aerosol particles. High-altitude, temporal, and latitude dependences of zonal mean vertical wind velocity for the period of 1992–2006 from the UKMO atmospheric general circulation model are analyzed. It is shown that monthly averaged amplitudes of the vertical wind are approximately ± 5 mm/s, while annual averaged ones are ± 1 mm/s. The upward wind can provide the vertical lifting against gravity for sufficiently large (up to 3–5 μm) aerosol particles with a density up to 1.0–1.5 g/cm³ at stratospheric and mesospheric altitudes. The vertical wind, probably, is a substantial factor for particle motion up to altitudes of 30–40 km and can change essentially the sedimentation velocities and the residence times of stratospheric aerosols. The structure of the averaged fields of vertical wind supposes the opportunity of formation of dynamically stable aerosol layers in the middle stratosphere. With the problem regarding the action of a permanent source of monodisperse particles near the stratopause taken as an example, it is shown that if the action of the averaged vertical component is taken into account along with the gravitational sedimentation and turbulent diffusion, the standard vertical profiles of the relative concentration of particles change cardinally. Estimations for the levitation heights for particles of different densities and sizes in the stratosphere under action of gravity and vertical wind pressure are presented.

1 Introduction

The wind is understood in meteorology as a motion of air relative to the Earth's surface. Horizontal components of this motion are usually considered, but the vertical component of wind is concerned as well. This component is usually much smaller than horizontal ones and more difficult to determine instrumentally. That is why it is mostly calculated in some or other way. For description of vertical motions in the baroclinic atmosphere (that is, for description of the vertical wind), the following characteristics are equivalent (Holton 1992):

$$\omega = dp/dt$$

in the isobaric coordinate system (the so-called “omega”-characteristic of the vertical motion, in Pa/s), and

$$U_W = dz/dt$$

in the absolute-height coordinate system (U_W is the velocity of vertical wind, in m/s). Assuming that wind ageostrophicity is low and using the hydrostatic approximation, it is possible to demonstrate that these characteristics are related as follows from the continuity equation:

$$\omega = \partial p / \partial t + V_a \nabla p - g \rho U_W,$$

where p and ρ are the pressure and density of air at height z ; t is the time; g is the gravity acceleration; V_a is the velocity of the ageostrophic wind at the height z ; ∇p is the corresponding pressure gradient. Further estimate of parameters for motions on synoptic and global time scales allow to simplify this relation (Holton 1992):

$$\omega = -(Mgp/RT)U_W, \quad (1)$$

where T is the temperature at height z ; M is the molar mass of air; and R is the universal gas constant.

V. I. Gryazin (✉) · S. A. Beresnev
Aerosol Physics Laboratory, Ural State University,
Lenin Ave. 51, Yekaterinburg 620083, Russia
e-mail: gryazin.victor@mail.ru

Two main methods are used to determine the characteristics of the vertical wind by analysing the horizontal components of meteorological fields: kinematic and adiabatic. The former is complicated by possible large errors in estimates of U_W , while the latter requires the knowledge of comprehensive data on meteorological fields, which are not always available in observations (Holton 1992). At the early stages of investigations, the monthly averaged U_W were overestimated as units (and even tens) of mm/s. It was found that they vary with the season and height, and the vertical wind velocity in mesosphere is higher than in stratosphere (e.g., Newell and Miller 1968). The more recent development of ideas on mechanisms of the stratosphere–troposphere exchange yielded refined values of the vertical wind velocity, which is estimated now as fractions of mm/s. However, the vertical wind velocity of units and fractions of mm/s is still much lower than the resolution of existing direct instrumental methods (ground-based or satellite). Thus, the vertical wind velocity is not usually measured directly, but should be obtained from other meteorological fields accessible for direct measurements.

In this paper we analyze the action of the vertical wind averaged for a month, year, and several years. From the viewpoint of classification of atmospheric motions scales, they are synoptic and global temporal scales characterized by time intervals from weeks to years, while spatial scales can cover the entire stratosphere. We shall demonstrate below what on these large and integrated spatial and temporal scales the distinct patterns in distributions of the vertical wind field arise.

The necessity of reliable data on averaged seasonal, latitudinal, and vertical dependence of the vertical wind velocity is obvious. The vertical wind is efficiently taken into account in investigations of large-scale processes of gas tracers' transport, but in analysis of the motion of stratospheric aerosol particles this approach faces some principal difficulties. In particular, the model of Kasten (1968) is widely used in analysis of sedimentation of atmospheric aerosol particles. This model assumes that the atmosphere is static and stationary (free of vertical air motions), the vertical dependences of temperature and pressure satisfy the data of the standard atmosphere, and the resistance of the air medium to the motion of particles of different size and density under effect of gravity is described by the Millikan's empirical formula.

This scheme is limited, but its replacement by a more adequate model is hindered due to the absence of a reliable and convenient database on dependences of the averaged (at synoptic and global scales) stratospheric vertical wind. Aerosol transport models often use rather rough approximations of vertical wind fields. Back-trajectory analysis techniques are now popular with climatologic investigations. These techniques allow one to identify

origins and trajectories of aerosols transported by air masses to a given geographic site, through calculation by general circulation models. But even these techniques can hardly pretend to the reliable consideration of the vertical wind transport of aerosols: the emphasis in them is on the horizontal air mass transport (whose intensity is many times as high as that of the vertical transport); in addition, it is believed that even micron-sized aerosol particles follow flow lines similarly to gas tracer molecules.

Analysis of characteristics of vertical wind velocity is of interest not only for qualitative description of its height-, season- and latitude-dependences, but also for quantitative description of features of the aerosol vertical transport in the middle atmosphere. It is known that the high level aerosol tends to long-term or sporadic stratification (global Junge layer, polar stratospheric and mesospheric clouds, volcanic clouds, and other aerosol structures). These aerosol clouds can be transported for long distances in horizontal direction by action of zonal or meridional wind components (e.g., Gerding et al. 2003; Cheremisin et al. 2007); however, their stability and residence time are determined completely by descending or ascending vertical motions at the corresponding levels.

It is known (Fahey et al. 2001) that polar stratospheric clouds can include surprisingly large and massive particles (up to tens of microns), and this fact assumes an explanation of PSC stabilization mechanisms, one of which can be an ascending vertical wind at the certain heights in stratosphere. Sedimentation of particles in PSC plays important role in denitrification and dehydration of stratosphere. Though the rigorous quantitative results for this problem it is necessary to expect at use of capabilities of atmospheric global circulation model of the high level (e.g., Buchholz 2005), the useful estimations of a role of vertical wind in stabilization processes can be received in the developed simple 1D model.

Recently, the potentialities of geoengineering associated with injection in the stratosphere of a certain quantity of sulfate (or soot) aerosols to mitigate effects of global warming have been paid much attention (e.g., Crutzen 2006; Rasch et al. 2008). Apparently, characteristics of this "aerosol shield" will be affected by values of vertical wind velocity in the stratosphere due increasing or decreasing its supposed efficiency.

Among the problems of vertical aerosol transport in thermally and mechanically stable stratosphere it is necessary to note the phenomenon of migration of soot particles emitted by air transport against gravity to altitudes above flight corridors (Blake and Kato 1995; Pueschel et al. 1997) and the growing pollution of the Arctic region with soot aerosol from ground-based burning of hydrocarbon fuel and biomass (Baumgardner et al. 2003; Koch and Hansen 2005).

The primary goal of this paper is to present a new data array on average vertical wind velocities based on the data of the United Kingdom Meteorology Office (UKMO) model. We represent also the standard climatological analysis of the vertical wind field in the stratosphere over a period of total solar cycle (1993–2005), and we shall try to demonstrate explicitly the surprising capabilities of the averaged vertical wind on the stratospheric aerosol transport in comparison with other mechanisms (gravitational sedimentation and turbulent diffusion of particles). We shall discuss also the opportunities of practical use of the obtained results in the stratospheric aerosol transport models.

2 Vertical wind field in the UKMO assimilation model

The UKMO unified model is a large meteorological model that takes into account atmospheric and ocean transport processes and their coupling. The atmospheric block of this model has assimilation structure. It implied the method in which the results of regular meteorological observations are included in the computational process to obtain estimates of the atmospheric state maximally close to the actual situation (Swinbank and O'Neill 1994). The data obtained in the stratospheric block—Met Office Stratospheric Data Assimilation System—are of primary interest for analysis (Swinbank and Ortland 2003).

The regular measurements of required meteorological fields were conducted in period from October, 1991 to February, 2006 by the NASA Upper Atmosphere Research Satellite (UARS) satellite placed in a circular orbit at an altitude of 585 km. The UARS was equipped with two instruments allowing measurements of the horizontal wind components: high-resolution Doppler interferometer (HRDI) measured wind in the stratosphere, mesosphere, and lower thermosphere, while the WINDI interferometer conducted measurements at altitudes of the upper mesosphere and thermosphere (Ortland et al. 1996). The HRDI measured the components of stratospheric wind in daytime using the Doppler shift in the absorption spectrum of O_2 in reflected light. In measurements of stratospheric wind, the HRDI horizontal resolution was about 500 km, while the vertical one was about 2.5 km for altitudes of 10–40 km. The data were sorted by latitude, longitude, and standard pressure levels (geopotential heights), which were determined as $p_i = 1,000 \times 10^{(-i/6)}$ hPa, where i varies from 0 to 44. The latitudinal step in a range 80°S–80°N was 4° (Ortland et al. 1996). The HRDI operating principles and the technique of measurements and interpretation of data are described in detail by Hays et al. (1993). The HRDI resolution allowed the direct determination of horizontal zonal and meridional winds up to altitudes of 60–65 km,

but was insufficient for the direct measurement of the vertical wind velocity. Invoking the stratospheric block of the UKMO model, the quantitative estimation of the vertical stratospheric wind becomes possible, and this allows the detailed analysis of the vertical wind profiles and their latitudinal and seasonal dependences.

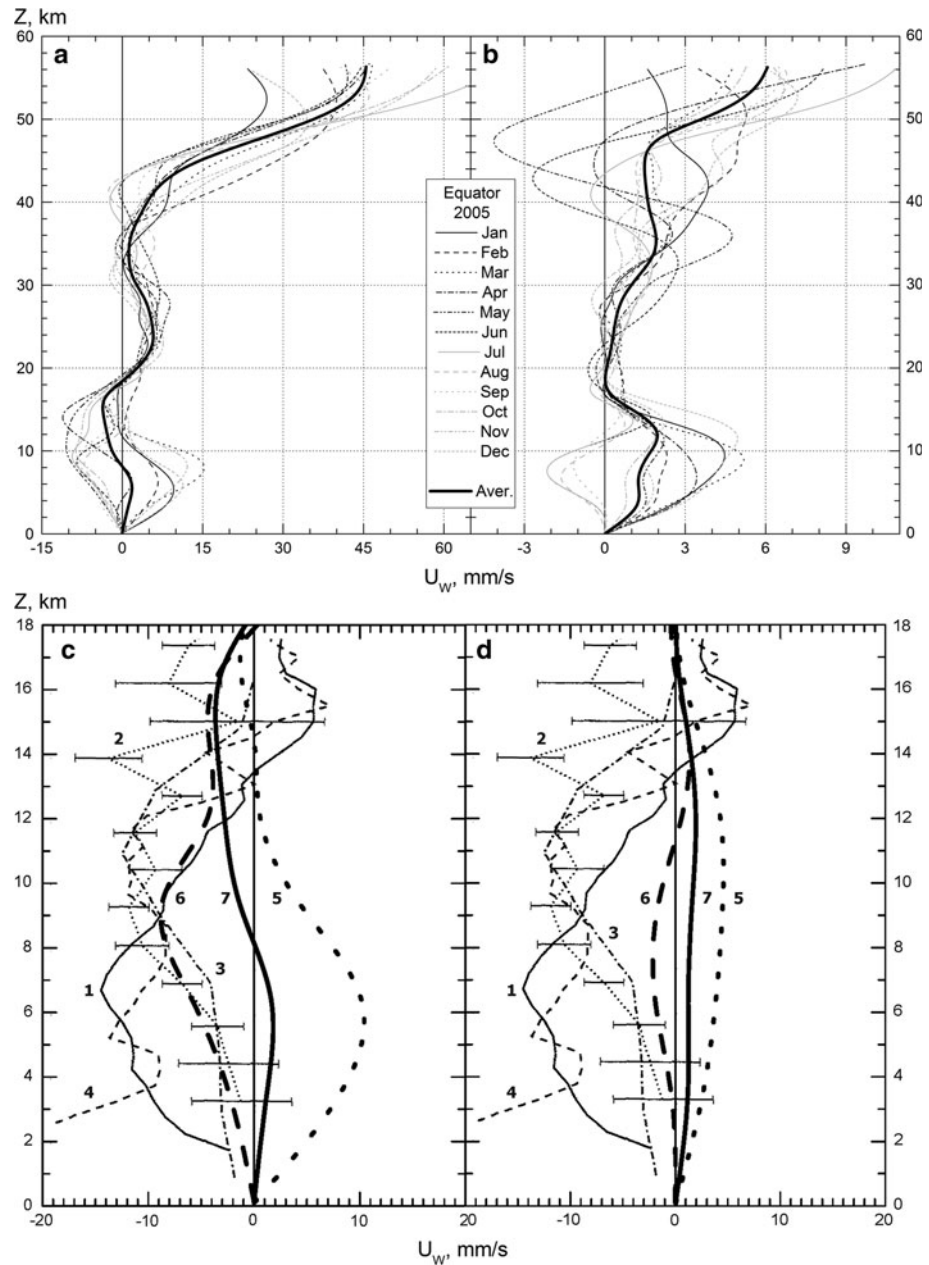
The used database (<http://badc.nerc.ac.uk>) contains a standard set of meteorological parameters (temperature, pressure, zonal, meridian, and vertical winds) during a definite period (days and months). The data are given on the standard pressure levels of UARS from 1,000 to 0.316 hPa (21 level) that enables one to obtain the altitude profiles of meteorological parameters up to the altitudes of 2.5° at latitude and 3.75° at longitude. The information of interest for us was taken from the aforementioned database using a specially developed computer program which makes it possible to transform and structure the initial information of the UKMO model, to obtain the altitude profiles and the latitude–longitude distributions of all significant meteorological parameters for any geographic region of interest to us, and to make zonal and temporal averaging of necessary characteristics and, first of all, the vertical wind velocity U_w .

At present there is a possibility to use another database NCEP/NCAR, which allows the reconstruction of the vertical wind field at different altitudes over the past many years (Kalnay et al. 1996). A selective comparison of data of two models has shown their good agreement, but the fully identical pattern of the vertical wind field has not been obtained. In our opinion, the reason is connected both with differences in the original GCM and with the instrumental differences in obtaining assimilated meteorological data.

3 General patterns of averaged vertical wind

In Fig. 1a, b profiles of monthly mean vertical wind velocity at the equator (point 0°N, 0°E and zonal mean) in 2005 are presented (this year is taken as representative in further analysis). Analogous data can be obtained for anyone other geographic regions for the period from September 1992 to February 2006; however, for the equatorial area maximum volume of the published data are available for comparison of the results. The positive and negative values correspond to ascending and descending of the vertical wind, respectively. The monthly mean amplitudes of vertical wind in the troposphere are about ± 10 mm/s, in the lower and middle stratosphere ± 5 mm/s, and in the upper stratosphere and mesosphere they reach 50 mm/s. Evidently, in the wind mean profiles rich information on principal causes of these distributions is contained (for equator—mechanism of deep tropical convection, for polar

Fig. 1 Monthly mean (January–December 2005, description on a figure field) and annual mean (*solid line*) profiles of vertical wind velocity from the UKMO data (**a, b**), and the data of radar stations near equator (**c, d**) (Huaman and Balsley 1996). **a** Equator 0°N, 0°E; **b** equator, zonal mean; **c** as in (**a**); **d** as in (**b**); 1 Piura station (March 1991–December 1993); 2 Ponpei station (December 1984–June 1985); 3 Ponpei station (1971); 4 Christmas Island station (1993). **c, d** The UKMO data are presented also for 2005: 5 winter; 6 summer; and 7 annual mean



areas—action of circumpolar vortices, etc.,). Note that the zonal averaged monthly mean amplitudes of velocity (Fig. 1b) decrease significantly when compared with non-averaging geographically local ones (Fig. 1a), and are about ± 1 mm/s in the middle stratosphere.

As can be seen, the averaged vertical wind velocity both in the troposphere and in the stratosphere is purely ascending and very close to zero at the levels of 18–21 km. In general, for the equatorial troposphere intense ascending motions are typical, decreasing sharply near the tropopause; in the stratosphere slight increase is observed which becomes strong near the stratopause. Analysis of analogous zonal mean profiles of the vertical component for other years of observations basically confirms these features. The

obtained annual mean zonal-averaged profile of vertical velocity at the equator is in a good agreement with the results of the model theoretical calculations (Mote et al. 1998).

Though the vertical wind velocity is not measured directly usually, it is interesting to compare the obtained profiles of the vertical component with the VHF-radars measurements averaged over the periods of 0.5–3 years at three different equatorial stations at the levels up to 18 km (Huaman and Balsley 1996). The comparison results are presented in Fig. 1c, d. In this work, in particular, the descending vertical motions for the equatorial troposphere with amplitude of about 10 mm/s at the 6–8 km levels have been found. Our data generally do not confirm this result:

both for local and zonal mean motions in the troposphere practically symmetrical patterns occur (positive and negative in winter and summer, respectively), but above the tropopause the symmetry disappears.

Temporal plots of the 2004–2005 vertical wind data are presented in Fig. 2. They allow clearly revealing in the troposphere semi-annual oscillations which demonstrate themselves in alternating areas of ascending and descending vertical wind velocity from -2 to $+4$ mm/s. Above, to the levels of the middle stratosphere, no such oscillations are observed, and in the upper stratosphere a tendency appears again to periodic alternation of vertical wind sign, but with other time period and amplitude. Evidently, this is a complicated total signal of semi-annual (e.g., Delisi and Dunkerton 1988), quasi-biennial (Baldwin et al. 2001), and other long-period oscillations (Wanner et al. 2001) in the structure of vertical wind velocity field.

In Fig. 3 the latitudinal dependence is presented for mean vertical wind velocity in 2005. For the troposphere, practically symmetric for the hemispheres alternations are clearly seen of ascending and descending vertical wind velocities with mean values up to ± 2 mm/s. In the stratosphere, within 20–50 km levels, the described regularity can be also seen; however, in the Northern hemisphere the vertical wind values (up to 6–7 mm/s) in the high latitudes exceed significantly the corresponding values in the Southern hemisphere (up to 2 mm/s), which is evidently associated with asymmetry of the hemispheres. Also, amplitude of vertical wind in the hemispheres can depend on phase of long-period atmospheric oscillations (Baldwin et al. 2001; Wanner et al. 2001).

In Fig. 4 the geographic distribution of monthly mean vertical wind velocity for winter and summer 2005 for four typical isobaric levels in the troposphere and stratosphere

(heights of order of 5, 15, 30, and 45 km) is shown. Up to the level of order of 15 km (100 hPa) the changes in wind velocity for both seasons are practically identical, and in the troposphere the areas described above appear in the tropics with ascending motions up to 10 mm/s. At the levels above 20 km, at the high latitudes, the vast areas appear with high values of ascending vertical wind velocity (up to 30–40 mm/s). The semi-annual oscillations can be clearly seen, as manifested by alternating (from winter to summer) areas of ascending and descending motions. Boundaries of the areas with extremely high values of vertical wind velocity practically coincide with geographic seasonal position of Arctic and Antarctic polar vortices (Harvey and Hitchman 1996; Harvey et al. 2002).

The described qualitative relationships of the vertical stratospheric wind field in Fig. 4 can be illustrated by a quotation from the known textbook (Khromov and Petro-syants 2006): “The increase of the temperature with height leads to a great stability of the stratosphere: here there are no irregular (convective) vertical motions or active mixing peculiar for the troposphere. However, insignificant in value vertical motions of type of slow subsidence or ascent sometimes encompass the layers of the stratosphere occupying vast horizontal spaces”. Note, the slow vertical motions of this type can probably be referred to as vertical advection (Mote et al. 1998).

4 Dynamics of stratospheric particles in the vertical wind field

Climatological analysis of the vertical wind field is of interest not only for a qualitative understanding of regularities of its altitude and seasonal-latitudinal dependences,

Fig. 2 Map of zonal mean velocities of vertical wind at different altitudes for equator over a period since January 2004 to December 2005 from the UKMO data

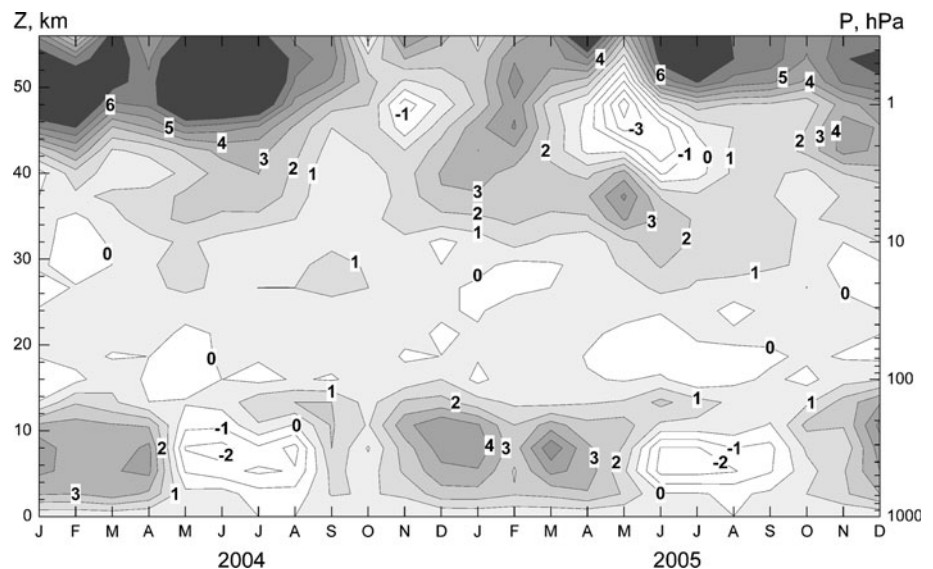
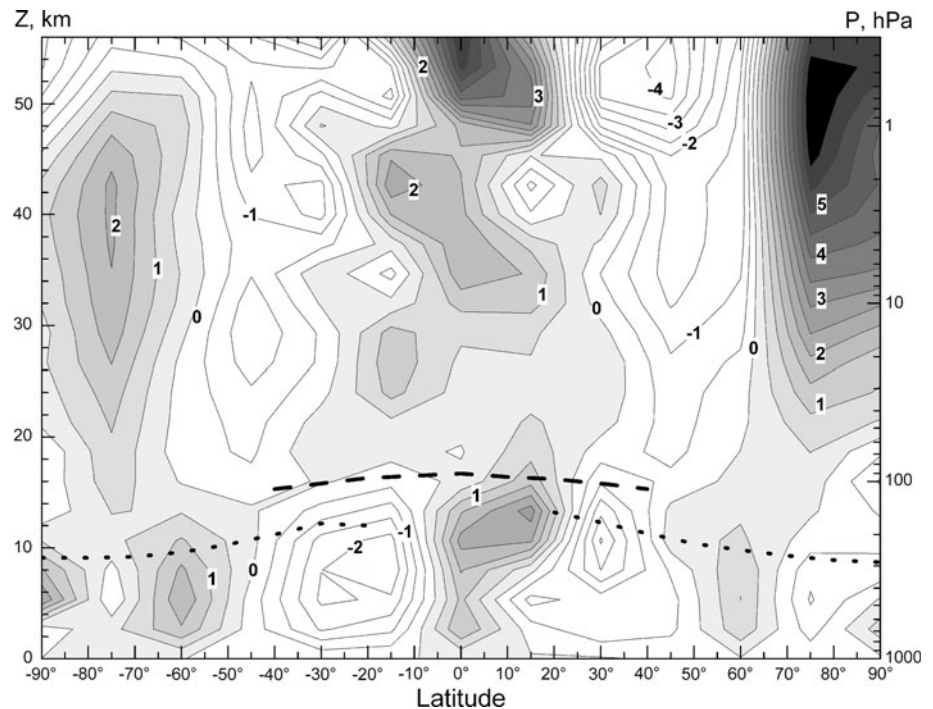


Fig. 3 Annual-averaged zonal mean velocities of vertical wind for 2005. Standard annual-averaged values of the altitude of polar tropopause are denoted by dotted line, and dot-dashed line is the tropical tropopause position



but also for a quantitative description of characteristics of vertical transport of aerosols in the middle atmosphere. It is known that high-altitude atmospheric aerosol can tend to the long-term or sporadic stratification (the Junge layer, polar stratospheric and mesospheric clouds, volcanic clouds, and other aerosol formations).

These aerosol clouds can be transported at long-range distances in the horizontal direction under the action of zonal and meridian winds; however, their stability and lifetime must depend directly on the magnitude and direction of vertical wind at proper altitudes. Without taking account the action of upward vertical wind it is impossible to explain the presence of large and heavy particles in polar stratospheric clouds (Fahey et al. 2001), or large particles of bacteria and fungi in the lower and middle stratosphere (Wainwright et al. 2006).

In the known transport models for stratospheric aerosol were made the attempts to take into account the action of vertical wind. We have analyzed some classical and recent models for the description of the particles' dynamic characteristics in the Junge layer, in polar stratospheric clouds, and in high-altitude cirrus clouds. It turned out that in classical 1D models for the Junge layer (Junge et al. 1961; Whitten et al. 1980) the vertical wind is generally ignored (and is not even mentioned), which can be explained only by the absence of the corresponding information about the vertical wind characteristics at the time of the model development. In recent models of the Junge layer, attempts were made to take into account the vertical wind, but its speed was assumed to be either constant at any heights

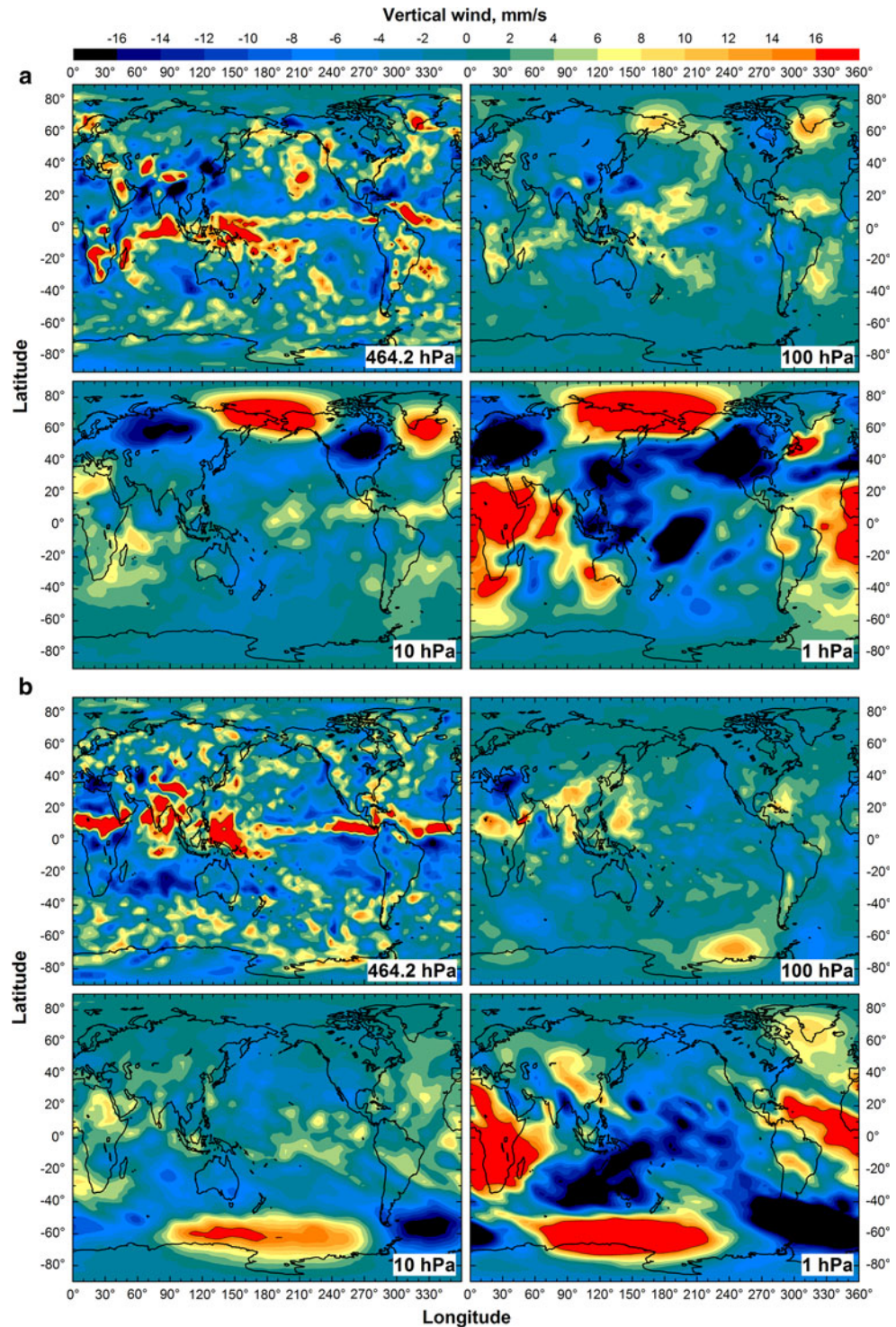
(Li and Boer 2000) or was approximated by insufficiently clear and justified models (Koziol and Pudykiewicz 1998). The viewpoint of Panegrossi et al. (1996) that because of the absence of experimental data the vertical wind is identically equal to zero can hardly be justified as well.

In the papers of Flentje et al. (2002); Kärcher and Ström (2003); Lohmann and Kärcher (2002) the upwelling vertical wind is assumed, on the contrary, to be the main stabilizing factor of the steadiness of polar stratospheric and high-altitude cirrus clouds. The current information on the velocities of vertical wind is either obtained from ECMWF synoptic data (Flentje et al. 2002; Kärcher and Ström 2003) or determined from the ECHAM data (Lohmann and Kärcher 2002). In both cases, the influence of the vertical wind on the transport of particles is not followed directly and cannot be critically analyzed. Possibly, that is why in the recent paper (Spichtinger and Gierens 2009) on the simulation of high-altitude cirrus clouds the vertical wind is again assumed to be constant.

Thus, we can come to the conclusion that the vertical wind in the known aerosol transport models either is not considered generally or its taking account is based on the primitive heuristic or semi-empirical approximations of altitude profiles. In the first case we come to the use of a known Kasten (1968) model for the rate of particle precipitation in the stationary atmosphere and in the second we obtain results a priori containing a serious error of the model.

In the given paper we propose the following scheme of the approximation of altitude profiles of vertical wind.

Fig. 4 Geographic distribution of monthly averaged vertical wind velocity at two characteristic altitudes for January (a) and July (b), 2005



After extracting the table of monthly mean vertical wind at standard pressure UARS levels from the UKMO database, its velocity is approximated by a polynomial of the seventh degree for the altitude range $z = 0\text{--}60$ km. As a result, instead of discrete table data we obtain the continuous function of monthly mean or annual-averaged velocity of vertical wind from the argument z either for local

geographic region or zonal-averaged one. The estimations show that for circumpolar regions the deviation of the approximating function from the table values of wind velocity did not exceed 1% and for the equator—5% for the entire altitude range.

The technique for calculation of velocities of the one-dimensional motion of a particle taking into account the

action of the average vertical wind on the global time scale is based on the solution of the equation of motion in the coordinate system fixed on the Earth's surface:

$$m_p \frac{dU_p(z, t)}{dt} = F_d(z, t) + F_{mg}(z, t) + F_W(z, t), \quad (2)$$

where m_p is the mass of aerosol particle; U_p is the total velocity of its motion; F_d is the resistance force of the gas medium, F_{mg} is the gravity force, and F_W is the force of wind pressure. This approach allows us, on the one hand, to avoid the extreme complication of the problem owing to the consideration of the different-scale turbulent diffusion and convection and, on the other hand, to obtain the maximum estimates of the influence of vertical wind on the aerosol transport in stratosphere.

Due to the short time of mechanical relaxation, the motion of aerosol particles can be considered as practically inertialess. This allows to use the quasi-stationary approximation: at any time in a thin atmospheric layer near the height z a particle moves stationary along a straight line with the velocity $U_p(z)$ under the action of instantaneous values of the forces taken into account in the right-hand side of Eq. (2). From layer to layer the value of $U_p(z)$ varies, since the forces acting on the particle vary. The total velocity of the vertical motion of the particle is

$$U_p(z) = U_{mg}(z) + U_W(z). \quad (3)$$

The calculation of the resistance force is based on the results of the gas-kinetic theory (Beresnev et al. 1990), which describes the phenomenon in a wide range of Knudsen numbers ($Kn = l/R_p$, where l is the mean free path of air molecules, R_p is the particle radius) and generalizes the Millikan formula. The velocity of gravitational sedimentation of spherical particle is

$$U_{mg}(z) = \frac{2\pi^{1/2} R_p \rho_p g \left(\frac{2RT(z)}{M} \right)^{1/2}}{(8 + \pi) p(z) \frac{Kn}{Kn + 0.619} \left[1 + \frac{0.310 Kn}{Kn^2 + 1.152 Kn + 0.785} \right]}, \quad (4)$$

In the calculations, the gas pressure p and temperature T at the height z are set as parameters with the use of standard and reference atmospheric models. The AFGL model (Anderson et al. 1986) of standard atmosphere was taken as the main computational model. In fact, we consider the extended model of the standard atmosphere taking into account the vertical wind field, which is a constructive generalization of the Kasten (1968) technique.

At present the structure, characteristic density and standard distribution function for background (non-volcanic) stratospheric aerosol are quite well investigated (Turco et al. 1982), though recent researches in this area allow to estimate these results in a new fashion (Renard et al. 2005, 2008). It is known that the stratosphere represents thermally and mechanically stable region of atmosphere and

therefore individual transport of aerosol particles can be realized here most distinctly as against troposphere. Our paper is devoted basically to an estimation of the maximal opportunities of vertical wind at transportation and stabilization of stratospheric aerosol on synoptic and global time scales. For this reason we shall consider below the extreme large particles of standard density, for smaller particles in distribution function the action of a vertical wind will be even more obvious. Inclusion in consideration of particles with densities below 1 g/cm^3 is motivated by attempt to estimate the stabilizing action of vertical wind on fractal-like soot particles from biomass burning and aviation engines which have been found out in the stratosphere.

Figure 5 (left panel) shows the total velocities of particles with $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ and $R_p = 1 \mu\text{m}$ under the action of the gravity and vertical wind. We used in calculations the 13-year averaged data for the vertical wind since 1992–2006 discussed above. The positive values of velocities correspond to the lifting of particles against the gravity, while negative ones correspond to the sedimentation of particles. One can see that the vertical wind is a decisive factor of the particle motion up to altitudes of about 30–40 km. At altitudes above 40 km, the gravitational sedimentation becomes a determining factor, while the vertical wind can only accelerate or decelerate the sedimentation process.

The estimates of the times of lifting or sedimentation of particles from a fixed altitude z_0 to possible limiting altitudes are of principal significance as well. The term “limiting altitudes” designates here such altitudes on which velocity of gravitational subsidence of the particle becomes the equal and opposite directed velocity of a vertical wind. Taking into account the quasi-stationary character of the particle motion, a particle traverses a small vertical distance between neighboring layers $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$ for the time $\Delta t_i = \Delta z_i / U_p(z_i)$, where the procedure of estimation of the instantaneous value of $U_p(z_i)$ is described by Eq. (3).

Figure 5 (right panel) shows the times of lifting or subsidence of particles with $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ and $R_p = 1 \mu\text{m}$ under the action of vertical wind and gravity for the equator, North and South poles. It can be seen that subsidence times with the vertical wind taken into account differ widely from those with only the gravitational sedimentation of particles considered (solid and dotted-dashed lines on right pane). Furthermore, areas of ascending wind can provide lifting of particles of the defined sizes and density up to certain heights (dashed lines on right panel). Characteristic time scales are approximately 1 year for the equator and 2.5–3 years for the South and North poles.

Thus, the vertical wind can be a potential cause for the formation of dynamically stable aerosol layers in the middle atmosphere at altitudes corresponding to the

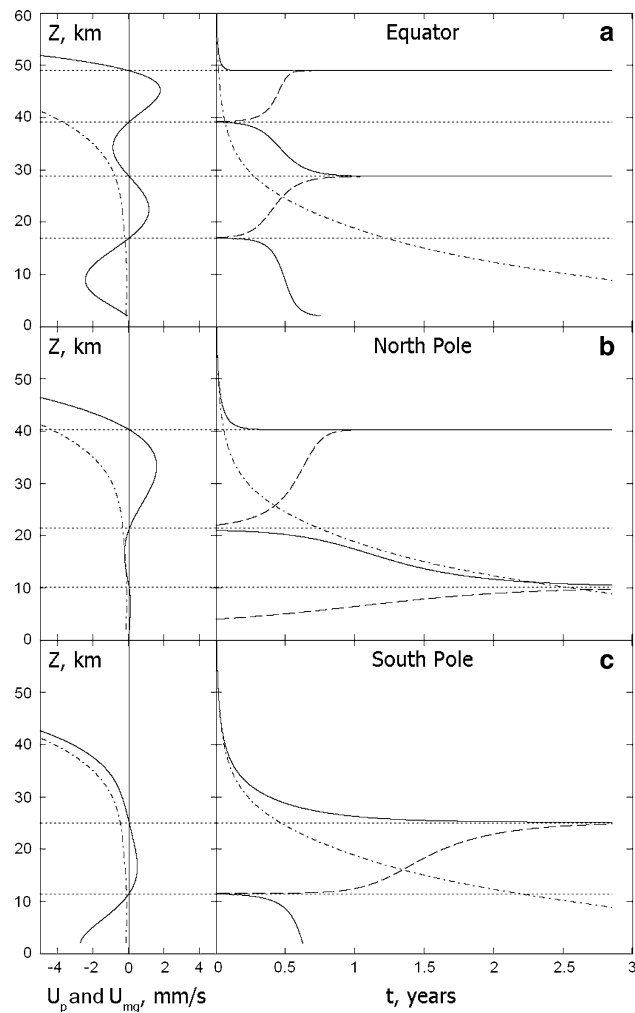


Fig. 5 Total velocities of the particle motion (left panels, solid lines) and times of subsidence (solid lines) and lifting (dashed lines) for the particles $\rho = 1 \text{ g/cm}^3$ and $R_p = 1 \text{ μm}$ with vertical wind effect (right panels). The dotted-dashed lines on both panels correspond to gravitational sedimentation only

alternation of the vertical wind velocity sign from positive to negative. For example, it can be seen from Fig. 5a that particles starting to move in the altitude range 20–40 km will be entrained by the vertical wind and concentrated at altitudes of about 30 km. The action of gravity cannot move particles out of this zone, and we can state the formation of a dynamically stable layer of aerosol particles. This behavior of aerosols will be typical for all altitude ranges with the similar character of alternation of the vertical wind sign.

5 Heights of possible particles' levitation under the influence of vertical wind

If in vertical wind structure there are ascending areas then there can be a situation when gravity and wind pressure

forces will be counterbalanced, and this means the levitation of particles of a certain size and density at characteristic heights. Figure 6 shows the levitation heights for particles of different densities and sizes at two latitudes of the northern hemisphere. In calculations the data for the zonally averaged component of the wind for 2005 were used and the accuracy of the determination of the levitation heights is estimated as $\pm 100 \text{ m}$. The line break means the absence of a balance between the forces and the impossibility of levitation.

It can be seen, for sub-polar latitudes (75°N) the possible levitation heights cover nearly the entire middle and upper stratosphere, which is caused by the character of vertical wind profile. Note, with reduction of particle density the levitation heights increase for the fixed particle size range. It is interesting that even for particles with density 2 g/cm^3 and $R_p \leq 1.5 \text{ μm}$ levitation in a stratosphere is quite possible. Set of curves for conditions of 60°N lying much lower, but demonstrate the same characteristics. Note, for particles with $R_p \approx 0.1\text{--}0.2 \text{ μm}$ the plateau at altitudes about 20 km is observed. For qualitative comparison, on Fig. 6 the some patterns for mesospheric and stratospheric clouds known from literature are also presented.

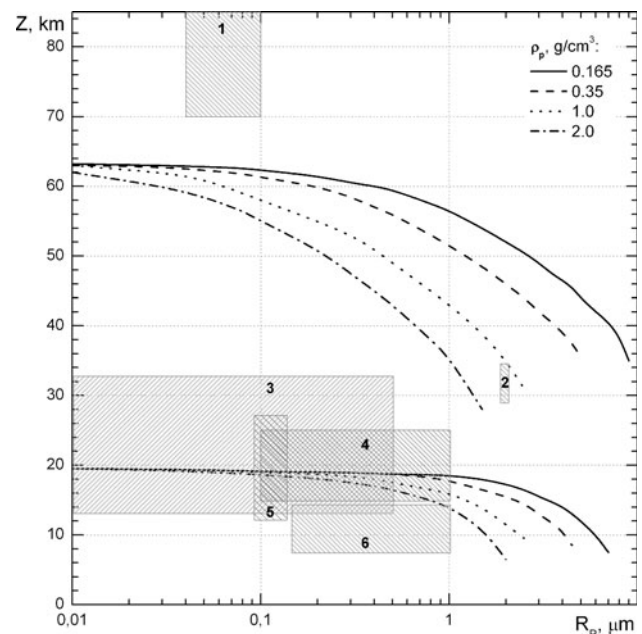


Fig. 6 Altitudes of possible levitation for particles of various densities and the sizes under action of gravity and zonal mean vertical wind for 2005: 75°N (above), 60°N (below). Also marked the areas of the observed aerosol formations in mesosphere and stratosphere: 1 polar mesospheric clouds (Gadsden 1982); 2, 4 polar stratospheric clouds (Deshler et al. 2003; Larsen 2000); 3 Junge layer (Turco et al. 1982); 5 soot aerosol (Pueschel et al. 1997); 6 soot aerosol (Baumgardner et al. 2003)

6 Joint action of gravitational settling, diffusion and vertical wind on motion of aerosol particles

In this section we shall discuss briefly the effects of joint action on stratospheric particles of gravitation, turbulent diffusion and vertical wind. This problem (without taking into account action of vertical wind) has been considered in detail in known papers of Junge et al. (1961); Turco et al. (1982). For comparison of efficiency of mentioned mechanisms we used formulations of standard problems about deposition of particles from the certain height in stratosphere from these papers.

Starting from Junge et al. (1961), the mathematical formalism was based on the equation of balance of particles' flow at different altitudes. This approach allows for the consistent consideration of both the deterministic and diffusion mechanisms of particle transport and has been used up until now. In modern terminology, this method is reduced to the solution of the boundary-value problem for the General Dynamics Equation (GDE) (Williams and Loyalka 1991). In the 1D-case (all changes occur only in the vertical direction z) for monodisperse aerosol without sources and sinks, it has the form

$$\frac{\partial}{\partial z}[(U_{\text{mg}} + U_{\text{W}})n] - \frac{\partial}{\partial z}\left[(D_{\text{B}} + D_{\text{turb}})\frac{\partial n}{\partial z}\right] = 0 \quad (5)$$

Here $n \equiv n(R_{\text{p}}, t, z)$ is the number density of particles of the radius R_{p} at the height z at the time t , U_{mg} and U_{W} are the velocity of the gravitational sedimentation of particles and the vertical wind motion of a particle, and D_{B} and D_{turb} are the coefficients of the Brownian and turbulent diffusion of particles.

Equation 5 describes the wide spectrum of simultaneous phenomena characterized by different spatiotemporal scales. It is obvious that for the development of mathematical models based on Eq. 5, it is necessary to perform the spatio-temporal averaging of the full equation for the corresponding scale of atmospheric motions. During this approach, the physical processes, whose scale is smaller than the spatial and temporal averaging intervals are filtered out, and the mathematical model can become much simpler. This paper analyzes the action of the vertical wind averaged for a month and year (synoptic and global temporal scales).

We can analyze averaged GDE without sources and sinks of monodisperse particles of the size R_{p} compensate each other. In the stationary case, the considered physical model is reduced to the analysis of the vertical changes of the constant particle flow with allowance for the action of both deterministic forces (gravity and resistance of the gas medium) and diffusion processes.

Let us permanent source of particles near the stratopause. Figure 7 depicts the vertical dependence of the

relative concentration of particles of a unit density and different size. The data on the zonally averaged vertical wind for 60°N in 2005 are used.

It is seen that rather large particles (starting from $R_{\text{p}} = 2.5 \mu\text{m}$) are weakly subjected to the action of the vertical wind; for them the main mechanisms of a change in the relative concentration are gravity and turbulent diffusion.

We suspect that the influence of the last factor for large particles in Fig. 7 is somewhat overstated, because the particles were uniformly treated in the calculations as a passive admixture. For particles with a size smaller than $2.5 \mu\text{m}$ (in Fig. 7, particles with $R_{\text{p}} = 0.01 - 1.0 \mu\text{m}$), the relative concentration is mostly controlled by the action of the vertical wind, although the consideration of the turbulent diffusion significantly (several times) changes $n(z)/n(z_0)$. For such particles, sharp peaks (discontinuities at certain heights) are characteristic again. The analysis of the sign alternation heights for the total speed of the particles for this wind profile suggests that the position of the peaks in this figure can characterize the possibility of the formation of actual aerosol layers at heights of 15–20 km.

With the problem regarding the action of a permanent source of particles at some height near the stratopause taken as an example, it is shown that if the action of the averaged vertical wind is included in the model, the standard vertical profiles of the relative concentration of particles change cardinally. Thus, aerosol transport models should absolutely include the wind factor for the correct analysis of post-volcanic or even background stratospheric aerosol at rather long time scales.

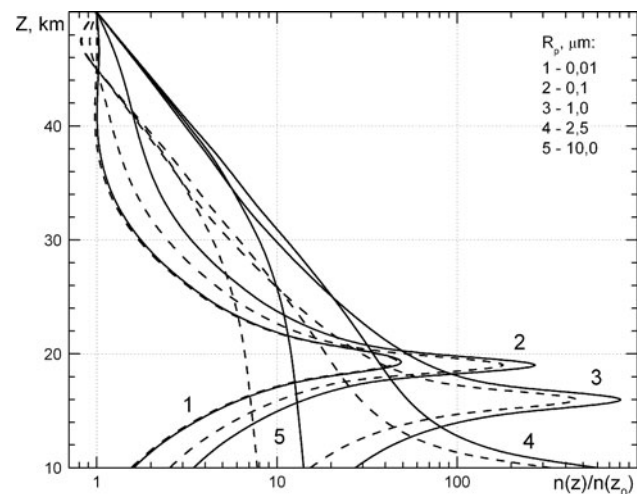


Fig. 7 Variation of the relative concentration of particles of a singular density and different size with height in the stratosphere (solid lines) with gravity, diffusion of particles, and vertical wind taken into account and (dashed lines) the same but with diffusion neglected; vertical wind data are zonally averaged for 60°N in 2005

7 Conclusion

In this work, probably, the first regular and consecutive attempt to estimate the influence of vertical wind on the transport characteristics of stratospheric aerosol is undertaken. The developed approach is based on the inclusion of the averaged fields of vertical wind, retrieved from satellite data (UARS) in the assimilation global circulation model UKMO for the period of 1992–2006, in the standard statistical atmospheric model. For this reason we are limited at the analysis only to monthly averaged or annual-averaged profiles of a vertical wind (synoptic and global temporal scales for stratosphere). For the description of mechanical characteristics of motion of particles with different sizes and densities under action of gravity and vertical wind the gas-kinetic expression for resistance force (Beresnev et al. 1990), being by generalization of Millikan empirical formula, and well-worked in various problems of aerosol mechanics is used.

In this paper the standard climatological analysis of vertical wind field in stratosphere over a period of total solar cycle is presented, and surprising capabilities of the averaged vertical wind to the aerosol transport in comparison with other mechanisms (gravitational sedimentation and turbulent diffusion of particles) are demonstrated. It is shown that the ascending wind in stratosphere and mesosphere can provide vertical transport against gravity of rather large (up to 3–5 μm) aerosol particles with densities to 1.0–1.5 g/cm^3 . The vertical wind is supposedly a significant factor of particles motion up to 30–40-km levels, and can affect sedimentation characteristics and residence time of aerosols in stratosphere. The estimates show that the transport capabilities of the vertical wind will be especially noticeable for fractal-like particles (for example, soot particles and volcanic aerosol). It is possible that the proposed approach would allow clarifying mechanisms of accumulation of soot particles from the air transport and the ground-based biomass burning at altitudes of the lower and middle stratosphere.

The structure of the averaged fields of vertical wind supposes the opportunity of formation of dynamically stable aerosol layers in the middle stratosphere. It is known that the high-altitude aerosol tends to long-term or sporadic stratification (global Junge layer; polar stratospheric and mesospheric clouds; volcanic clouds, and other aerosol structures). These aerosol clouds can be transported for long distances in horizontal direction due to zonal and meridional components of wind; however, their stability and residence times should be determined directly by descending or ascending air motions at the corresponding levels. Presence of ascending vertical wind areas makes possible a levitation of particles of the defined sizes and density at characteristic altitudes.

Though the developed 1D model does not allow to completely characterize properties of aerosol layers in a stratosphere and to estimate their thickness, there is no doubt regarding the correlation with regions of Junge layer and PSC at characteristic altitudes (Fig. 6). Recently, potentialities of geoengineering have paid much attention associated with projects of injection in the stratosphere of a certain quantity of fine-disperse sulfate aerosols to mitigate effects of global warming. Characteristics of this “aerosol shield” will be affected by the regime of vertical wind velocity in stratosphere, by increasing or decreasing its supposed efficiency.

Thus, the advanced aerosol transport models should include with necessity the vertical wind factor for the correct analysis of post-volcanic or background stratospheric aerosol at rather long time scales. On one hand, the used database of high-altitude profiles of the averaged vertical wind contains extensive information on its latitudinal and seasonal variability for the period of 1993–2006 and useful not only for a convenient mathematical approximation, but also a rather simple parameterization of the vertical wind profiles for the following analysis. On the other hand, the question regarding the reliability and representativeness of this parameterization remains open because of the high variability of the circulation processes in the stratosphere, including the data for the vertical wind as well. We believe that this problem can be solved partly by comparing the results for several different databases, for example, the UKMO model used in this paper and the NCEP/NCAR reanalysis data (Kalnay et al. 1996).

Acknowledgments The authors are grateful to the British Atmospheric Data Centre (BADC) for the access to the UKMO database. The work was supported in part by the Russian Foundation for Basic Research (grants No. 09-01-00649 and 09-01-00474), and by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (program “Development of the Scientific Potential of the Higher School (2009–2010),” Reg. No. 2.1.1/6019, and contracts No. 1571 and 1151).

References

- Anderson GP, Clough SA, Kneizys FX, Chetwynd JH, Shettle EP (1986) AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km). AFGL-TR-86-0110 Environ Res Paper N 954
- Baldwin MP, Gray LJ, Dunkerton TJ, Hamilton K, Haynes PH, Randel WJ, Holton JR, Alexander MJ, Hirota I, Horinouchi T, Jones DBA, Kinnerson JS, Marquardt C, Sato K, Takahashi M (2001) The quasi-biennial oscillation. *Rev Geophys* 39(2):179–229
- Baumgardner G, Kok G, Raga G, Diskin G, Sachse G (2003) Black carbon measurements in the Arctic UT/LS. *J Aerosol Sci* 34(Suppl. 1):S979–S980
- Beresnev SA, Chernyak VG, Fomyagin GA (1990) Motion of a spherical particle in a rarefied gas. Part 2. Drag and thermal polarization. *J Fluid Mech* 219:405–421
- Blake DF, Kato K (1995) Latitudinal distribution of black carbon soot in the upper troposphere and lower stratosphere. *J Geophys Res* D 100(4):7195–7202

- Buchholz J (2005) Simulations of physics and chemistry of polar stratospheric clouds with a General Circulation Model, Ph. D. thesis. Johannes Gutenberg–Universität, Mainz, p 172
- Cheremisin AA, Kushnarenko AV, Marichev VN, Nikolashkin SV, Novikov PV (2007) Meteorological conditions and polar stratospheric clouds in Yakutsk in winter 2004/2005. *Russ Meteorol Hydrol* 32(3):176–182. doi:[10.3103/S1068373907030053](https://doi.org/10.3103/S1068373907030053)
- Crutzen PJ (2006) Albedo enhancement by stratospheric sulfur injections: a contribution to resolve a policy dilemma? *Clim Change* 77:211–220. doi:[10.1007/s10584-006-9101-y](https://doi.org/10.1007/s10584-006-9101-y)
- Delisi DP, Dunkerton TJ (1988) Seasonal variation of the semiannual oscillation. *J Atmos Sci* 45(19):2772–2787
- Deshler T, Larsen N, Weissner C, Schreiner J, Mauersberger K, Cairo F, Adriani A, Di Donfrancesco G, Ovarlez J, Ovarlez H, Blum U, Fricke KH, Dörnbrack A (2003) Large nitric acid particles at the top of an Arctic stratospheric cloud. *J Geophys Res* D108(16):4517. doi:[10.1029/2003JD003479](https://doi.org/10.1029/2003JD003479)
- Fahey DW, Gao RS, Carslaw KS, Kettleborough J, Popp PJ, Northway MJ, Holecck JC, Ciciora SC, McLaughlin RJ, Thompson TL, Winkler RH, Baumgardner DG, Gandrud B, Wennberg PO, Dhaniyala S, McKinney K, Peter Th, Salawitch RJ, Bui TP, Elkins JW, Webster CR, Atlas L, Jost H, Wilson JC, Herman RL, Kleinböhl F, von König M (2001) The detection of large HNO_3 -containing particles in the winter Arctic stratosphere. *Science* 291:1026–1031
- Flentje H, Dörnbrack A, Fix F, Meister F, Schmid H, Füglistaler S, Luo B, Peter T (2002) Denitrification inside the stratospheric vortex in the winter of 1999–2000 by sedimentation of large nitric acid trihydrate particles. *J Geophys Res* D 107(16). doi:[10.1029/2001JD001015](https://doi.org/10.1029/2001JD001015)
- Gadsden M (1982) Noctilucent clouds. *Space Sci Rev* 33:279–334
- Gerding M, Baumgarten G, Blum U, Thaye JP, Fricke K-H, Neuber R, Fiedler J (2003) Observation of an unusual mid-stratospheric aerosol layer in the Arctic: possible sources and implications for polar vortex dynamics. *Ann Geophys* 21(4):1057–1069
- Harvey VL, Hitchman MH (1996) A climatology of the Aleutian High. *J Atmos Sci* 53(14):2088–2101
- Harvey VL, Pierce RB, Fairlie TD, Hitchman MH (2002) A climatology of stratospheric polar vortices and anticyclones. *J Geophys Res* 107(D20):4442–4463
- Hays PB, Abreu VJ, Dobbs ME, Gell DA, Grassl HJ, Skinner WR (1993) The high-resolution Doppler imager on the Upper Atmosphere Research Satellite. *J Geophys Res* 98(6):10713–10723
- Holton JR (1992) An introduction to dynamic meteorology. Academic Press, New York
- Huaman MM, Balsley BB (1996) Long-term average vertical motions observed by VHF wind profilers: the effect of slight antenna-pointing inaccuracies. *J Atmos Ocean Technol* 13(6):560–569
- Junge CE, Chagnon CW, Manson JE (1961) Stratospheric aerosols. *J Meteorol* 18(1):81–108
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Candin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski G, Wang J, Leetmaa A, Reynolds R, Jenne R, Joseph D (1996) The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Am Meteorol Soc* 77(3):437–471
- Kärcher B, Ström J (2003) The roles of dynamical variability and aerosols in cirrus cloud formation. *Atmos Chem Phys* 3:823–838
- Kasten F (1968) Falling speed of aerosol particles. *J Appl Meteorol* 7(10):944–947
- Khromov SP, Petrosyants MA (2006) Meteorology and climatology. Moscow State University Press, Moscow (in Russian), Nauka
- Koch D, Hansen J (2005) Distant origins of Arctic black carbon: a Goddard Institute for Space Studies ModelE experiment. *J Geophys Res* 110:D04204. doi:[10.1029/2004JD005296](https://doi.org/10.1029/2004JD005296)
- Kozioł AS, Pudykiewicz J (1998) High-resolution modeling of size-resolved stratospheric aerosol. *J Atmos Sci* 55(20):3127–3147
- Larsen N (2000) Polar stratospheric clouds. Microphysical and optical models. Sci Report N 00-06, Copenhagen Danish Meteorological Institute
- Li J, Boer GJ (2000) The continuity equation for the stratospheric aerosol and its characteristic curves. *J Atmos Sci* 57(3):442–451
- Lohmann U, Kärcher B (2002) First interactive simulations of cirrus clouds formed by homogeneous freezing in the ECHAM general circulation model. *J Geophys Res* 107(D10): 421–425. doi:[10.1029/2001JD000767](https://doi.org/10.1029/2001JD000767)
- Mote PW, Dunkerton J, McIntyre ME, Ray EA, Haynes PH (1998) Vertical velocity, vertical diffusion, and dilution by midlatitude air in the tropical lower stratosphere. *J Geophys Res* 103(D8): 8651–8666
- Newell RE, Miller AJ (1968) Vertical velocity variability in the lower stratosphere. *J Appl Meteorol* 7(3):516–518
- Ortland DA, Skinner WR, Hays PB, Burrage MD, Lieberman RS, Marshall AR, Gell DA (1996) Measurements of stratospheric winds by the high resolution Doppler imager. *J Geophys Res* 101(D6):10351–10363
- Panegrossi G, Fua D, Fiocco G (1996) A 1D model of the formation and evolution of polar stratospheric clouds. *J Atmos Chem* 23:5–35
- Pueschel RF, Boering KA, Verma S, Howard SD, Ferry GV, Goodman J, Allen DA, Hamill P (1997) Soot aerosol in the lower stratosphere: pole-to-pole variability and contributions by aircraft. *J Geophys Res* D 102(11):13113–13118
- Rasch PJ, Crutzen PJ, Coleman DB (2008) Exploring the geoengineering of climate using stratospheric sulfate aerosols: the role of particle size. *Geophys Res Lett* 35:L02809. doi:[10.1029/2007GL032179](https://doi.org/10.1029/2007GL032179)
- Renard J-B, Ovarlez J, Berthet G, Fussen D, Vanhellemont F, Brogniez C, Hadamcik E, Chartier M, Ovarlez H (2005) Optical and physical properties of stratospheric aerosols from balloon measurements in the visible and near-infrared domains. III. Presence of aerosols in the middle stratosphere. *Appl Opt* 44(19):4086–4095
- Renard J-B, Brogniez C, Berthet G, Bourgeois Q, Gaubicher B, Chartier M, Balois J-Y, Verwaerde C, Auriol F, Francois P, Dauteron D, Engrand C (2008) Vertical distribution of the different types of aerosols in the stratosphere: detection of solid particles and analysis of their spatial variability. *J Geophys Res* D 113:21303. doi:[10.1029/2008JD010150](https://doi.org/10.1029/2008JD010150)
- Spichtinger P, Gierens KM (2009) Modelling of cirrus clouds—Part 1b: structuring cirrus clouds by dynamics. *Atmos Chem Phys* 9:707–719
- Swinbank R, O'Neill A (1994) A stratosphere-troposphere data assimilation system. *Mon Weather Rev* 122(4):686–702
- Swinbank R, Ortland DA (2003) Compilation of wind data for the UARS reference atmosphere project. *J Geophys Res* 108(D19): 4615–4623. doi:[10.1029/2002JD003135](https://doi.org/10.1029/2002JD003135)
- Turco RP, Whitten RC, Toon OB (1982) Stratospheric aerosols: observation and theory. *Rev Geophys Space Phys* 20(2):233–279
- Wainwright M, Alharbi S, Wickramasinghe NC (2006) How do microorganisms reach the stratosphere? *Int J Astrobiol* 5(1):13–15. doi:[10.1017/S14735504060002825](https://doi.org/10.1017/S14735504060002825)
- Wanner H, Brönnimann S, Casty C, Gyalistras D, Luterbacher J, Schmutz C, Stephenson DB, Xoplaki E (2001) North-Atlantic oscillation—concepts and studies. *Surv Geophys* 22:321–382
- Whitten RC, Toon OB, Turco RP (1980) The stratospheric sulfate aerosol layer: process, models, observations, and simulations. *Pure Appl Geophys* 118:86–127
- Williams MMR, Loyalka SK (1991) Aerosol science; theory and practice: with special applications to the nuclear industry. Pergamon Press, Oxford

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по научной работе
ГОУ ВПО «УрГУ»

(подпись) А.О. Иванов

«____» января 2011 г.

Экспертное заключение о возможности опубликования

Я, председатель экспертной комиссии НИИ физики и прикладной математики УрГУ
(наименование подразделения)

Государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Уральский государственный университет им. А.М.Горького»,
рассмотрев статью Грязина В.И., Береснева С.А. «О вертикальном движении фрактало-подобных частиц в атмосфере», объемом 7 стр.

(Ф.И.О. автора, вид, название материала, количество листов)

подтверждаю, что в материале не содержатся сведения, относящиеся к государственной тайне. Материал не патентоспособен и не содержит сведений конфиденциального характера и «ноу-хау».

На публикацию материалов не следует
(следует ли)

получить разрешение _____
(организации, данный пункт вводится при необходимости)

Закключение: это позволяет мне сделать заключение, что рассмотренный материал
может быть опубликован в открытой печати

(может быть опубликован в открытой печати или вывезен за границу для опубликования или проведения совместной работы в рамках двустороннего соглашения)

Председатель комиссии (руководитель-эксперт),

Директор НИИ ФПМ УрГУ _____ Н.В. Кудреватых
(должность, подпись, инициалы и фамилия)

Главный специалист ОНТИ УНИ _____ Н.П. Невраева
(подпись)

Начальник Первого отдела _____ А.Г. Гришин
(подпись)

О вертикальном движении фракталоподобных частиц в атмосфере

В.И. Грязин, С.А. Береснев*

Уральский государственный университет им. А.М. Горького
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51

Поступила в редакцию 4.02.2011 г.

Представлена методика сопоставления характеристик вертикального движения сферических и фракталоподобных аэрозольных частиц в стационарной атмосфере и в атмосфере с учетом действия усредненного вертикального ветра. Она заключается во введении подходящего эквивалентного радиуса (седиментационного радиуса) для фракталоподобной частицы и в сопоставлении скоростей оседания одинаковых по массе получаемой сферической частицы и реального агрегата. Показано, что скорости оседания компактных сферических и фракталоподобных частиц в этом случае могут существенно различаться.

Ключевые слова: аэрозоль, фракталоподобные частицы, вертикальный ветер; aerosol, fractal-like particles, vertical wind.

Введение

Методика расчета характеристик оседания сферических частиц в атмосфере широко применяется на практике: при использовании эмпирической формулы Милликена для силы сопротивления сферической частицы возможно рассчитать скорости квазистационарного движения частиц произвольных размеров в стационарной («спокойной») атмосфере [1, 2]. В работах [3, 4] была использована более строгая газокинетическая формула для силы сопротивления и проведен учет усредненного вертикального ветра в атмосфере, но частицы по-прежнему трактовались как сферические и однородные. Большой интерес для физики атмосферы представляют характеристики движения фракталоподобных аэрозольных частиц (ФПЧ), хорошим примером которых являются частицы сажи и, отчасти, вулканического аэрозоля (см., например, [5, 6]).

В настоящей статье представлена попытка сопоставления характеристик вертикального движения сферических и фракталоподобных аэрозольных частиц (в первую очередь частиц сажи) в стационарной атмосфере и в атмосфере с учетом действия усредненного вертикального ветра.

Физико-математическая модель

Рассмотрим движение аэрозольной частицы, находящейся на высоте z , под действием силы тяжести и силы сопротивления газовой среды. Вследствие малости времени механической релаксации движение

частиц можно считать практически безынерционным, что позволяет воспользоваться квазистационарным приближением: в любой момент времени в тонком слое вблизи z частица движется прямолинейно и равномерно под действием мгновенных значений сил [1]. Полная скорость вертикального перемещения частицы $U_p(z)$ определится как

$$U_p(z) = U_{mg}(z) + U_w(z), \quad (1)$$

где U_{mg} — скорость гравитационного оседания частицы; U_w — скорость усредненного вертикального ветра в атмосфере. Закон сопротивления газовой среды требует спецификации формы частицы. Для сфер мы воспользуемся результатами газокинетической теории [7], которая описывает задачу о силе сопротивления в широком диапазоне чисел Кнудсена ($Kn = l/R_p$, где l — средняя длина свободного пробега молекул воздуха; R_p — радиус частицы) и обобщает эмпирическую формулу Милликена, использованную ранее в модели Кастена [2]. Скорость гравитационного оседания частицы в случае полной аккомодации импульса и энергии молекул газа на ее поверхности (что является обоснованным для атмосферных приложений) равна

$$U_{mg}(z) = \frac{2\pi^{1/2} R_p \rho_p g (2RT(z)/M)^{1/2}}{(8 + \pi) p(z) \frac{Kn}{Kn + 0,619} \left[1 + \frac{0,310 Kn}{Kn^2 + 1,152 Kn + 0,785} \right]}, \quad (2)$$

где ρ_p — плотность сферической частицы; g — ускорение свободного падения; $M = 29 \cdot 10^{-3}$ кг/моль — молярная масса воздуха. Причем температура T и давление газа p на высоте z задаются как параметры

* Виктор Иванович Грязин (Gryazin.Victor@mail.ru);
Сергей Анатольевич Береснев (Sergey.Beresnev@usu.ru).

при использовании стандартных и справочных моделей атмосферы. Отметим, что при выводе уравнения (2) предполагалась малость чисел Рейнольдса и Маха, а это также соответствует физической постановке задачи.

Методика определения скорости усредненного вертикального ветра в атмосфере U_W детально описана в [3, 4, 8], где, в частности, была показана высокая эффективность ветрового переноса для стратосферных аэрозолей. Необходимые данные для скорости усредненного ветра были извлечены из стратосферного блока модели ОЦА UKMO [8].

Известно, что многие частицы атмосферного аэрозоля представляют собой фракталоподобные агрегаты, образованные из первичных сферических частиц — сферул. Для их описания используются такие характеристики, как радиус сферулы R_0 и ее плотность ρ_0 , количество сферул в агрегате N и его фрактальная размерность D_f . Например, в [9, 10] показано, что частицы сажи необходимо трактовать как фракталоподобные агрегаты, причем конкретные значения параметров их структуры зависят от механизма образования частиц и условий сжигания топлива. В [9, 10] рекомендуются следующие значения параметров структуры для типичных ФПЧ сажи, полученных при горении углеводородных топлив: $R_0 = 0,01 \div 0,05$ мкм, $\rho_0 = 2$ г/см³, $N = 3 \cdot 10^2 \div 10^4$, $D_f = 1,78 \div 1,80$.

Одним из вариантов сопоставления характеристик сферических и ФПЧ является введение подходящего эквивалентного радиуса для агрегата, зависящего от специфики решаемой задачи [11]. Анализ показывает, что оптимальным выбором, полностью отвечающим постановке задачи, является седиментационный радиус R_S (радиус сферы, скорость оседания и плотность которой равны соответственно радиусу, скорости оседания и плотности исходной ФПЧ) [12]. Тогда для расчета скорости гравитационного оседания ФПЧ в уравнении (2) необходимо перейти от радиуса сферы R_p к эквивалентному седиментационному радиусу R_S для ФПЧ. В частности, для широкого класса частиц сажи фрактальной размерности $D_f = 1,79 \pm 0,1$ в [13] рекомендуется эмпирическое соотношение

$$R_S = \alpha R_0 N^\beta, \quad (3)$$

где $\alpha = 0,99 \pm 0,02$ и $\beta = 0,43 \pm 0,03$.

В совокупности такой подход позволяет рассчитать скорость гравитационного оседания ФПЧ заданной структуры и свойств [для этого, возможно, потребуются модификация уравнения (3)]. Для количественного сопоставления скоростей оседания сферических и ФПЧ целесообразно условиться об их одинаковой массе. Таким образом, для сравнения будет взята сфера из того же вещества с плотностью сферул ρ_0 и с такой же массой m_p , что и рассматриваемая ФПЧ. Радиус условной сферической частицы может быть рассчитан из данных по ее массе и плотности. В результате можно будет единообразно сопоставить скорости оседания реальной ФПЧ и равной ей по массе условной сферы. Заме-

тим, что эффективная плотность ФПЧ с фиксированным значением D_f отнюдь не равна плотности сферулы ρ_0 и существенно уменьшается с увеличением числа первичных частиц в агрегате.

Оседание сферических частиц и ФПЧ в стационарной атмосфере и в поле усредненного вертикального ветра

На рис. 1 приведены скорости гравитационного оседания ФПЧ и эквивалентных им по массе сферических частиц в стационарной атмосфере при конкретном выборе определяющих параметров.

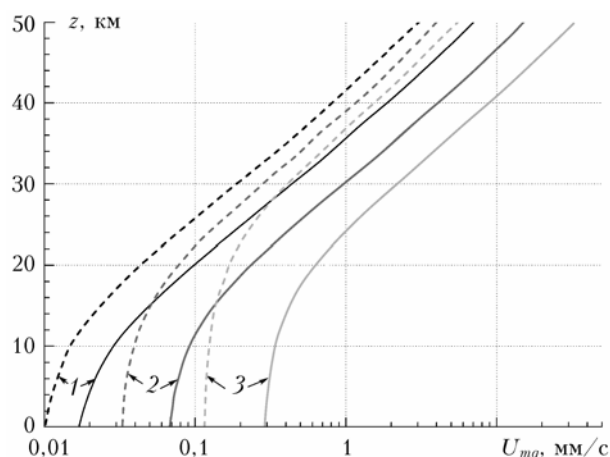


Рис. 1. Скорости гравитационной седиментации в стационарной атмосфере сферических (сплошные линии) и фракталоподобных (штриховые) частиц $R_0 = 50$ нм, $\rho_0 = 2$ г/см³, $D_f = 1,8$ одинаковой массы: 1 — $m_p = 0,1 \cdot 10^{-12}$ г; 2 — $1 \cdot 10^{-12}$ г; 3 — $10 \cdot 10^{-12}$ г. Обозначения относятся к каждой паре кривых

Очевидно заметное различие в скоростях оседания двух типов частиц, причем оно увеличивается с понижением высоты, и в тропосфере скорости различаются в 1,5–2 раза. Процесс гравитационной седиментации для частиц сажи с рыхлой структурой действительно становится менее эффективным [5].

Различие в скоростях должно быть выражено еще отчетливее в поле действия вертикального ветра. С использованием данных для усредненного вертикального ветра [4, 8] можно рассчитать сезонно-широтные зависимости для скоростей частиц на различных высотах. Как пример на рис. 2 представлены данные за период с 1993 по 2005 г. для трех наиболее характерных географических районов.

Видно, что в тропосфере и нижней стратосфере вертикальное движение как ФПЧ, так и сферических частиц полностью определяется интенсивностью ветра — различия в скоростях заметны, но не принципиальны. На высотах более 20 км для всех трех районов видны как качественные, так и количественные различия в характеристиках движения. Для ФПЧ начинает преобладать их восходящее движение против силы тяжести, причем для экватора и Северного полюса области нисходящего движения вообще не отмечаются. Количественные различия

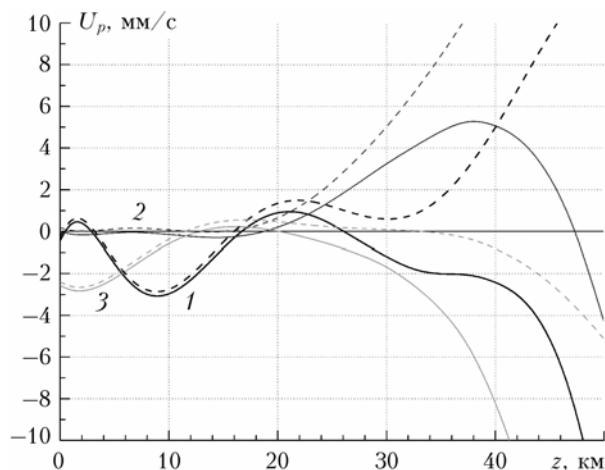


Рис. 2. Сравнение скоростей движения сферических (сплошные линии) и фракталоподобных (штриховые) частиц $R_0 = 50$ нм, $\rho_0 = 2$ г/см³, $D_f = 1,8$ массой $m_p = 10 \cdot 10^{-12}$ г под действием вертикального ветра и силы тяжести для: 1 – экватора; 2 – Северного полюса; 3 – Южного полюса. Обозначения относятся к каждой паре кривых

в скоростях в стратосфере гораздо существеннее, чем в тропосфере.

Как отмечалось в [4], усредненный вертикальный ветер потенциально может являться причиной образования динамически устойчивых аэрозольных слоев в средней атмосфере на высотах, соответствующих смене знака скорости усредненного ветра с положительного на отрицательный (при этом действие силы тяжести не сможет вывести частицы из этой зоны). Для ФПЧ на рис. 2 мы не обнаруживаем такой устойчивой закономерности, причем для экватора и Северного полюса вообще нет областей смены направления ветра с восходящего на нисходящий. По всей видимости, ФПЧ не проявляют склонности к образованию стратифицированных слоев, для них характерно увлечение вверх, в среднюю и верхнюю стратосферу. Отметим, что такое поведение свойственно ФПЧ с большим числом сферул в агрегате (порядка 10^3), большим седиментационным радиусом R_s (около 1 мкм) и очень малой эффективной плотностью (5–10 кг/м³). Для более компактных ФПЧ наблюдаются характеристики, приближающиеся к характеристикам для сферических частиц.

Наличие сажевых ФПЧ в верхней тропосфере, нижней и средней стратосфере на сегодняшний день достаточно хорошо подтверждено инструментально [14–17]. Источниками таких частиц являются как процессы сжигания биомассы и органических топлив на поверхности Земли, так и эмиссия сажевых частиц от авиадвигателей. Вследствие особенностей стратосферной циркуляции сажевые частицы могут вовлекаться в долговременные и крупномасштабные процессы переноса, оказывая заметное радиационное возмущающее воздействие. Одним из неясных и дискутируемых вопросов является вопрос о механизмах вертикального переноса таких частиц на достаточно большие высоты. Авторы полагают, что одним из самых эффективных механизмов такого рода может

являться действие вертикального ветра с его характерными высотными особенностями.

Для оценки характеристик высотного распределения ФПЧ сажи в стратосфере возможно предложить следующую методику: отталкиваясь от достоверных данных о структурных и теплофизических характеристиках ФПЧ сажи требуемых типов, ввести в рассмотрение эквивалентные сферические частицы с седиментационным радиусом R_s по вышеописанной схеме и оценить высоты, на которых сила ветрового увлечения частиц будет уравновешиваться действием силы тяжести (т.е. рассмотреть высоты возможной левитации частиц сажи). Отсутствие высот левитации в подобных расчетах может свидетельствовать об объемном распределении частиц сажи в стратосфере без образования сколь угодно выраженных аэрозольных слоев.

Авторы выражают благодарность British Atmospheric Data Centre за предоставление доступа к базам данных UKMO.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-01-00649) и Минобрнауки РФ (программа «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 годы)», рег. № 2.1.1/6019 и госконтракты № П1151 и П1571).

1. Фукс Н.А. Механика аэрозолей. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 352 с.
2. Kasten F. Falling speed of aerosol particles // J. Appl. Meteorol. 1968. V. 7, N 10. P. 944–947.
3. Береснев С.А., Грязин В.И. Вертикальный ветровой перенос аэрозолей в стратосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2007. Т. 20, № 6. С. 537–543.
4. Береснев С.А., Грязин В.И., Грибанов К.Г. Анализ характеристик вертикального ветра в стратосфере // Метеорол. и гидрол. 2009. № 11. С. 37–47.
5. Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем. СПб.: НИИХ СПбГУ, 1999. 194 с.
6. Bushell G.C., Yan Y.D., Woodfield D., Raper J., Amal R. On techniques for the measurement of the mass fractal dimension of aggregates // Adv. Colloid Interface Sci. 2002. V. 95. P. 1–50.
7. Beresnev S.A., Chernyak V.G., Fomyagin G.A. Motion of a spherical particle in a rarefied gas. Part 2. Drag and thermal polarization // J. Fluid Mech. 1990. V. 219. P. 405–421.
8. Береснев С.А., Грязин В.И., Грибанов К.Г. Климатология вертикального ветра в средней атмосфере // Оптика атмосфер. и океана. 2008. Т. 21, № 6. С. 516–522.
9. Karasev V.V., Ivanova N.A., Sadykova A.R., Kukhareva N., Baklanov A.M., Onischuk A.A., Kovalev F.D., Beresnev S.A. Formation of charged soot aggregates by combustion and pyrolysis: charge distribution and photophoresis // J. Aerosol Sci. 2004. V. 35, N 3. P. 363–381.
10. Colbeck I., Hardman E.J., Harrison R.M. Optical and dynamical properties of fractal clusters of carbonaceous smoke // J. Aerosol Sci. 1989. V. 20, N 5. P. 765–774.
11. Wang G.M., Sorensen C.M. Diffusive mobility of fractal aggregates over the entire Knudsen number range // J. Phys. Rev. E. 1999. V. 60, N 30. P. 3036–3044.
12. Коузов П.А. Основы анализа дисперсного состава промышленных пылей и измельченных материалов. 3-е изд. Л.: Химия, 1987. 264 с.

13. *Cai J., Sorensen C.M.* Diffusion of fractal aggregates in the free molecular regime // *J. Phys. Rev. E.* 1994. V. 50, N 5. P. 3397–3400.
14. *Blake D.F., Kato K.* Latitudinal distribution of black carbon soot in the upper troposphere and lower stratosphere // *J. Geophys. Res. D.* 1995. V. 100, N 4. P. 7195–7202.
15. *Pueshel R.F., Boering K.A., Verma S., Howard S.D., Ferry G.V., Goodman J., Allen D.A., Hamill P.* Soot aerosol in the lower stratosphere: pole-to-pole variability and contribution by aircraft // *J. Geophys. Res. D.* 1997. V. 102, N 11. P. 13,113–13,118.
16. *Baumgardner D., Kok G., Raga G.* Warming of the Arctic lower stratosphere by light absorbing particles // *Geophys. Res. Lett.* 2004. V. 31. L06117, doi: 10.1029/2003GL018883.
17. *Renard J.-B., Brogniez C., Berthet G., Bourgeois Q., Gaubicher B., Chartier M., Balois J.-Y., Verwaerde C., Auriol F., Francois P., Daugeron D., Engrand C.* Vertical distribution of the different types of aerosols in the stratosphere: Detection of solid particles and analysis of their spatial variability // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. D21303, doi: 10.1029/2008JD010150.

V.I. Gryazin, S.A. Beresnev. About vertical motion of fractal-like particles in the atmosphere.

The method of comparison of vertical motion characteristics for spherical and fractal-like aerosol particles in the stationary atmosphere and in the atmosphere under action of the averaged vertical wind is presented. It consists in introduction of a suitable equivalent radius (sedimentation radius) for fractal-like particles and in comparison of subsidence velocities of introduced spherical particle and the real aggregate identical by mass. It is shown, that subsidence velocities of compact spherical and fractal-like particles can differ essentially in this case.

УТВЕРЖДАЮ
Проректор по научной работе
ГОУ ВПО «УрГУ»

(подпись) А.О. Иванов

«____» января 2011 г.

Экспертное заключение о возможности опубликования

Я, председатель экспертной комиссии НИИ физики и прикладной математики УрГУ
(наименование подразделения)

Государственного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Уральский государственный университет им. А.М.Горького»,
рассмотрев статью Береснева С.А., Кочневой Л.Б., Грибанова К.Г., Захарова В.И.
«Фотофорез сажевых аэрозолей в поле теплового излучения Земли», объемом 7 стр.

(Ф.И.О. автора, вид, название материала, количество листов)

подтверждаю, что в материале не содержатся сведения, относящиеся к государственной тайне. Материал не патентоспособен и не содержит сведений конфиденциального характера и «ноу-хау».

На публикацию материалов не следует
(следует ли)

получить разрешение _____
(организации, данный пункт вводится при необходимости)

Закключение: это позволяет мне сделать заключение, что рассмотренный материал
может быть опубликован в открытой печати

(может быть опубликован в открытой печати или вывезен за границу для опубликования или проведения совместной работы в рамках двустороннего соглашения)

Председатель комиссии (руководитель-эксперт),

Директор НИИ ФПМ УрГУ _____ Н.В. Кудреватых
(должность, подпись, инициалы и фамилия)

Главный специалист ОНТИ УНИ _____ Н.П. Невраева
(подпись)

Начальник Первого отдела _____ А.Г.Гришин
(подпись)

АППАРАТУРА И МЕТОДЫ ОПТИЧЕСКОЙ ДИАГНОСТИКИ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

УДК 535.36; 551.3

Фотофорез сажевых аэрозолей в поле теплового излучения Земли

С.А. Береснев, Л.Б. Кочнева, В.И. Захаров, К.Г. Грибанов*

Уральский государственный университет им. А.М. Горького
620083, г. Екатеринбург, пр. Ленина, 51

Поступила в редакцию 4.02.2011 г.

Представлены результаты теоретического анализа фотофоретического движения сажевых частиц в поле теплового излучения Земли в условиях стационарной атмосферы. В расчетах учтены восходящий и нисходящий потоки теплового излучения. Показано, что положительный «тепловой» фотофорез может потенциально являться достаточно эффективным механизмом вертикального переноса частиц сажи микронного размера на высотах стратосферы.

Ключевые слова: аэрозоль, фотофорез, тепловое излучение, частицы сажи; aerosol, photophoresis, thermal radiation, soot particles.

В предыдущей работе авторов [1] был впервые проанализирован новый тип возможного фотофоретического движения атмосферных аэрозолей: фотофорез частиц в поле теплового излучения Земли («тепловой» фотофорез). Было показано, что достаточно легкие и слабо теплопроводные, но в то же время хорошо поглощающие излучение в ИК-диапазоне частицы определенного диапазона размеров (например, частицы сажи) могут испытывать вертикальное перемещение против силы тяжести и левитировать на определенных высотах в стратосфере. В [1] в качестве первого приближения был учтен только поток восходящего теплового излучения, который и являлся движущей силой перемещения частиц. Известно также, что и нисходящие потоки длинноволнового излучения в тропосфере и нижней стратосфере достаточно велики (см., например, [2]), а их учет в модели может привести как к количественным, так и к качественным изменениям в оценках и выводах. В настоящей статье обобщаются ранее полученные результаты [1] при учете в модели фотофоретического движения частиц сажи нисходящего потока длинноволновой радиации.

Постановка задачи и определяемые величины

Рассмотрим сферическую частицу радиуса R_p , находящуюся на высоте z в поле плоской волны теплового электромагнитного излучения, характеризуемого интегральной интенсивностью (модулем век-

тора суммарной плотности потока излучения) I_{th} размерностью Вт/м². Абсолютная величина I_{th} определяется алгебраической суммой $I_{th} = I_{th}^{up} + I_{th}^{down}$, где восходящему потоку (*up*) приписывается знак «+», а нисходящему (*down*) — знак «-». Частица характеризуется плотностью ρ_p , коэффициентом теплопроводности λ_p и комплексным показателем преломления $m = n + ik$, зависящим от длины волны падающего излучения λ . На высоте z давление воздуха обозначим $p(z)$, температуру — $T(z)$, соответствующий ей коэффициент теплопроводности газа — $\lambda_g(T)$. Для определения $p(z)$ и $T(z)$ используются стандартные и справочные модели атмосферы, задающие вертикальные профили температуры, давления и плотности воздуха (например, [3]).

Вследствие поглощения односторонне направленных потоков восходящего и нисходящего теплового излучения частица неоднородно нагревается, и на нее в разреженном газе действует суммарная фотофоретическая сила [4]. Ее направление определяется только оптическими характеристиками частицы, но не зависит от условий газокINETического режима и аккомодационных свойств поверхности [4]. Используемое свойство линейности «восходящих» и «нисходящих» фотофоретических сил обосновывается принципом суперпозиции соответствующих электромагнитных полей внутри частицы, а также линейностью самой постановки задачи о фотофорезе частиц в газах [4]. Минимальный размер аэрозольных частиц, эффективно подверженных радиометрическому фотофорезу, оценивается 0,05–0,1 мкм даже в самых осложненных ситуациях (при этом характерные времена установления квазистационарного распределения температуры на поверхности частицы уже значительно меньше характерных времен ее броуновского вращения, а для описания распространения тепла в объеме частицы можно использовать закон Фурье).

* Сергей Анатольевич Береснев (sergey.beresnev@usu.ru); Луиза Бариевна Кочнева (louisaleftulova@usu.ru); Вячеслав Иосифович Захаров (v.zakharov@remotesensing.ru); Константин Геннадьевич Грибанов (kgribanov@remotesensing.ru).

При рассмотрении сил, действующих на частицу в поле излучения, обоснованно пренебрегается силами продольного светового давления по сравнению с фотофоретическими силами [4]. Отметим, что радиометрический фотофорез аэрозолей (в частности, частиц сажи) в поле ИК-излучения достаточно давно и подробно исследовался экспериментально в лабораторных условиях (см., например, [5, 6]).

Искомая фотофоретическая сила представляется следующим выражением:

$$F_{ph}(z) = -\frac{2\pi}{3} \left(\frac{\pi M}{8RT(z)} \right)^{\frac{1}{2}} R_p^2 F(Kn, \Lambda) J_1(\rho, m) \int_0^{\infty} I_{\lambda}(z) d\lambda,$$

где M — молярная масса газа; R — универсальная газовая постоянная; $F(Kn, \Lambda)$ — известная газокинетическая функция числа Kn и отношения теплопроводностей частицы и газа Λ [4]; $I_{\lambda}(z)$ — спектральная интенсивность излучения на высоте z ; $J_1(\rho, m)$ — интегральный фактор асимметрии поглощения теплового излучения, являющийся функцией дифракционного параметра ρ и комплексного показателя преломления m [7]. Анализ фактора $J_1(\rho, m)$ для частиц сажи в длинноволновом диапазоне излучения показал, что в силу малой его изменчивости при варьировании действительной и мнимой частей комплексного показателя преломления m при фиксированном значении ρ в расчетах можно обоснованно пользоваться именно интегральным, а не спектральным фактором асимметрии поглощения излучения [1, 7]. Таким образом, основной неизвестной характеристикой в задаче является интегральная интенсивность теплового излучения на высоте z

$$I_{th} = \int_0^{\infty} (I_{\lambda}^{up}(z) + I_{\lambda}^{down}(z)) d\lambda.$$

Помимо абсолютных значений фотофоретической силы $F_{ph}(z)$, скорости фотофоретического движения и полной скорости вертикального перемещения частицы интерес представляют отношение фотофоретической силы к силе тяжести на высоте z $\alpha = F_{ph}(z)/F_{mg}$ и характерные высоты (высоты левитации частиц в стационарной атмосфере), где эти силы могут уравновешивать друг друга.

Расчет высотных профилей интенсивностей теплового излучения

Благодаря поглощению длинноволнового атмосферного излучения облаками, водяным паром, другими радиационно-активными газами и аэрозолем формируются характерные для различных широт и сезонов вертикальные профили интенсивностей тепловой радиации. Особенностью потоков теплового излучения является малая величина их суточных вариаций в отличие от потоков коротковолновой солнечной радиации, достигающих своего максимума в полдень и равных нулю ночью. Задавая температуру поверхности Земли, концентрацию парниковых газов и профиль температуры в атмосфере,

возможно провести расчеты спектральных, а затем и интегральных интенсивностей восходящего I_{th}^{up} и нисходящего I_{th}^{down} теплового излучения на различных высотах, решая уравнение переноса инфракрасной радиации [8].

Спектральный коэффициент поглощения атмосферными компонентами в расчетах включал в себя следующие слагаемые:

- коэффициент поглощения газовыми компонентами в приближении локального термодинамического равновесия по методу суммирования по спектральным линиям (*line-by-line*) с использованием параметров базы данных HITRAN-2004;
- коэффициент поглощения аэрозольными компонентами, вычисляемый с помощью модельных представлений;
- коэффициент континуального поглощения водяным паром, вычисляемый с помощью принятой параметризации.

Расчеты вертикальных профилей интегральных интенсивностей теплового излучения при использовании справочных широтно-сезонных моделей атмосферы [3] проводились с помощью пакета прикладных программ FIRE-ARMS [9] в интервале длин волн 3,33–100 мкм, результаты представлены на рис. 1.

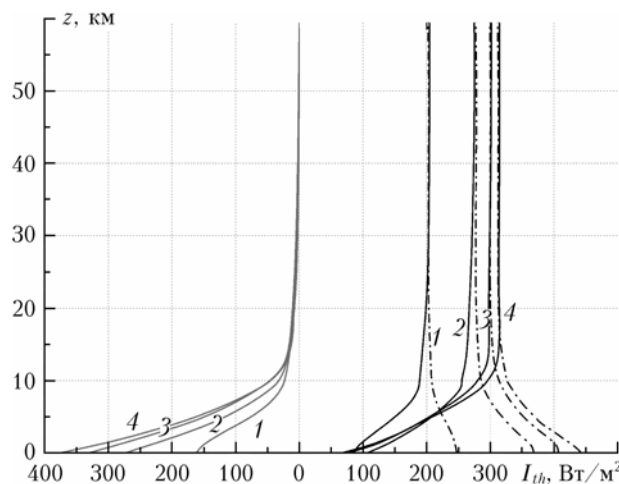


Рис. 1. Проинтегрированные по длинам волн в интервале 3,33–100 мкм интегральные интенсивности теплового излучения как функции высоты для различных справочных широтно-сезонных моделей атмосферы: серые линии — нисходящее излучение I_{th}^{down} , штрихпунктирные — восходящее излучение I_{th}^{up} , черные сплошные линии — суммарное излучение I_{th} ; 1 — Субарктика (зима), 2 — стандартная атмосфера США, 3 — средние широты (лето), 4 — тропическая атмосфера

Значение излучательной способности земной поверхности было принято равным 0,95 [2]. Хотя вычисления формально выполнены для безоблачной плоскопараллельной атмосферы, усредненное влияние облачности учитывается косвенно при использовании среднестатистических модельных профилей температуры и влажности, являющихся, в свою очередь, усредненными характеристиками многочисленных натурных измерений.

Основные результаты

Из рис. 1 видно, что интенсивности нисходящего теплового излучения весьма существенны в тропосфере для всех рассмотренных широтно-сезонных моделей атмосферы, причем по абсолютной величине они сопоставимы с интенсивностями восходящего излучения. По этой причине суммарные интенсивности теплового излучения в тропосфере и нижней стратосфере демонстрируют противоположную высотную зависимость по сравнению с интенсивностями только восходящего излучения, учтенными в [1]: они монотонно возрастают до высот примерно 20 км, а выше суммарные интенсивности практически полностью определяются только восходящим тепловым излучением. Например, для модели стандартной атмосферы США на высоте 20 км интенсивности восходящего и суммарного излучения разнятся примерно на 4%, а на высоте 60 км — на 0,8%.

На рис. 2 представлены расчеты отношения фотофоретической силы к силе тяжести на разных высотах для модельных частиц сажи при использовании различных справочных широтно-сезонных моделей атмосферы.

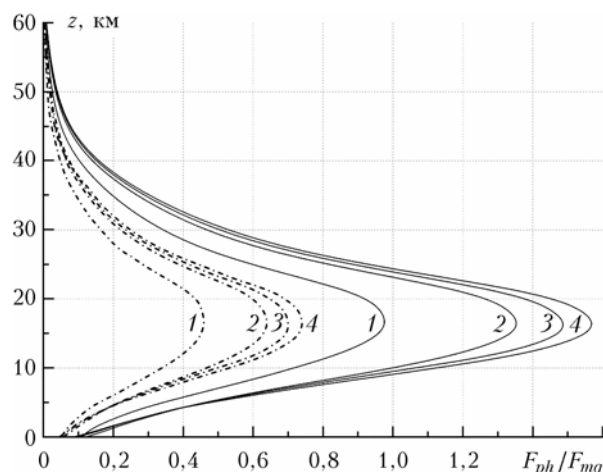


Рис. 2. Отношение фотофоретической силы к силе тяжести на разных высотах для модельных частиц сажи с $R_p = 1,5$ мкм, $\Lambda = 5$ и $m = 2,42 + 1,02i$ для различных справочных широтно-сезонных моделей атмосферы: штрихпунктирные линии — $\rho_p = 350$ кг/м³, черные линии — $\rho_p = 165$ кг/м³; 1 — Субарктика (зима), 2 — стандартная атмосфера США, 3 — средние широты (лето), 4 — тропическая атмосфера

Параметры модельных частиц были выбраны из следующих соображений: оценка теплофизического параметра $\Lambda = 5$ дает наилучшее согласие кинетической теории фотофореза [4] с лабораторными экспериментами [10] при эффективной плотности сажевых частиц $\rho_p = 165$ кг/м³ и уже использовалась в [11]; значение $\rho_p = 350$ кг/м³ рекомендовано в [11] для оценки эффективной плотности частиц сажи, эмитируемых авиадвигателями; значение $m = 2,42 + 1,02i$ является широко используемым в расчетах оптических характеристик частиц сажи в ИК-диапазоне [1, 7].

Как пример проведенных расчетов на рис. 2 представлены результаты только для частиц размером $R_p = 1,5$ мкм (в [1] было показано, что частицы данного диапазона размеров демонстрируют максимальные фотофоретические эффекты в поле восходящего теплового излучения). Видно, что отношение сил может достигать значительных величин на высотах 15–20 км, причем для более легких частиц ($\rho_p = 165$ кг/м³) оно превышает единицу для всех рассмотренных широтно-сезонных моделей, за исключением модели арктической атмосферы. Это означает, что довольно крупные (но одновременно с достаточно малой эффективной плотностью) частицы сажи в стратосфере потенциально могут испытывать вертикальный подъем против силы тяжести, стартовав с высоты, где отношение сил равно единице (снизу), и достигнув высоты, где это отношение вновь равно единице (но уже сверху, рис. 2).

Рис. 3 демонстрирует условия максимальной высоты подъема модельных частиц сажи с вышеуказанными параметрами — ожидаемые высоты левитации, на которых сила положительного «теплового» фотофореза частиц уравнивается действием силы тяжести в условиях стационарной атмосферы.

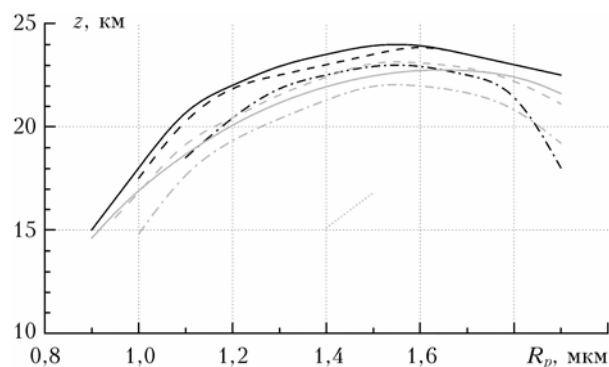


Рис. 3. Предсказываемые высоты левитации для частиц сажи с $\rho_p = 165$ кг/м³, $\Lambda = 5$ и $m = 2,42 + 1,02i$ для различных справочных широтно-сезонных моделей атмосферы: сплошные линии — тропическая атмосфера, пунктир — средние широты (лето), штрихпунктир — стандартная атмосфера США, короткий пунктир — Субарктика (зима), серые линии — учет только восходящего теплового излучения, черные линии — учет восходящего и нисходящего излучения

Расчеты проведены с учетом как восходящего теплового излучения, так и суммарного (восходящего и нисходящего) излучения. Как и в работе [1], обнаружено заметное проявление положительного фотофореза для модельных частиц сажи определенных свойств в поле теплового излучения. Ожидаемые высоты левитации частиц для двух вариантов учета потоков тепловой радиации лежат в диапазоне 15–25 км и несколько различаются. Например, для модели стандартной атмосферы США это различие колеблется от 0,3 до 3,7 км (относительное различие составляет от 1 до 20%), что говорит о весьма высокой чувствительности процедуры оценки высот левитации к малым изменениям интенсивности теплового излучения. Фотофоретические эффекты наиболее

чувствительны к условиям зимней субарктической атмосферы, где интенсивности теплового излучения минимальны. Отметим, что в варианте учета суммарного излучения для этой модели фотофоретическая сила, действующая на рассмотренные частицы, уже не может превышать силу тяжести, а их левитация становится невозможной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-01-00649 и 09-01-00474) и Минобрнауки России (госконтракты № П1151 и П1571).

1. Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е., Захаров В.И., Грибанов К.Г. Фотофорез атмосферных аэрозолей в поле теплового излучения Земли // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16, № 5–6. С. 470–477.
2. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
3. Anderson G.P., Clough S.A., Kneizys F.X., Chetwynd J.H., Shettle E.P. AFGL atmospheric constituent profiles (0–120 km) / Air Force Geophysics Laboratory (USA): AFGL-TR-86-0110, Environment research paper N 954. 1986. 43 p.
4. Beresnev S., Chernyak V., Fomyagin G. Photophoresis of a spherical particle in a rarefied gas // Phys. Fluids. 1993. V. 5A, N 8. P. 2043–2052.
5. Pluchino A.B. Radiometric levitation of spherical carbon aerosol particles using a Nd:YAG laser // Appl. Opt. 1983. V. 22, N 12. P. 1861–1866.
6. Karasev V.V., Ivanova N.A., Sadykova A.R., Kukhareva N., Baklanov A.M., Onischuk A.A., Kovalev F.D., Beresnev S.A. Formation of charged soot aggregates by combustion and pyrolysis: charge distribution and photophoresis // J. Aerosol Sci. 2004. V. 35, N 3. P. 363–381.
7. Береснев С.А., Кочнева Л.Б. Фактор асимметрии поглощения излучения и фотофорез аэрозолей // Оптика атмосф. и океана. 2003. Т. 16, № 2. С. 134–141.
8. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. Л.: Гидрометеоздат, 1970. 280 с.
9. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташкун С.А. Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы // Оптика атмосф. и океана. 1999. Т. 12, № 4. С. 372–375.
10. Rosen M.H., Orr C. The photophoretic force // J. Colloid Sci. 1964. V. 19, N 1. P. 50–60.
11. Popovicheva O., Kireeva E., Persiantseva N., Khokhlova T., Shonija N., Tishkova V., Demirdjian B. Effect of soot on immersion freezing of water and possible atmospheric implications // Atmos. Res. 2008. V. 90, N 2–4. P. 326–337.

S.A. Beresnev, L.B. Kochneva, V.I. Zakharov, K.G. Gribanov. Photophoresis of soot aerosol in the Earth' thermal radiation field.

The results of theoretical analysis of photophoretic motion of soot particles in the field of the Earth' thermal radiation in a stationary atmosphere are presented. In calculations the up- and downfluxes of thermal radiation are taken into account. It is shown that positive "thermal" photophoresis potentially can be the effective mechanism of vertical transport for micron-sized soot particles at stratospheric altitudes.

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ и НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

САНКТ – ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



МЕЖДУНАРОДНЫЙ СИМПОЗИУМ

**«АТМОСФЕРНАЯ РАДИАЦИЯ и ДИНАМИКА»
(МСАРД – 2011)**

21 – 24 июня 2011 г., г. Санкт – Петербург

Сборник тезисов

Санкт – Петербург

2011

Зондирование парниковых газов на Уральской атмосферной Фурье-станции с использованием методологии оптимальных спектральных микроокон

Рокотян Н.В.¹ (nikita@rokotyan.com), Грибанов К.Г.¹, Захаров В.И.¹, Береснев С.А.¹,
Поддубный В.А.²

¹Уральский государственный университет, пр. Ленина 51, 620083 г. Екатеринбург, Россия

²Институт промышленной экологии УрО РАН, Екатеринбург, Россия

В июле 2009 г. на территории Коуровской астрономической обсерватории Уральского государственного университета введена в строй Уральская Атмосферная Фурье Станция (УАФС). Станция расположена в фоновом лесном районе (57.038° ш., 59.545° в.д.) в 80 км от Екатеринбурга и оборудована современным Фурье-спектрометром высокого разрешения Bruker IFS125M, сопряженным с солнечным трекером A547N. Станция предназначена для мониторинга следовых газов в атмосфере, накопления временных рядов данных и для валидации данных спутникового зондирования (таких как TANSO/GOSAT, AIRS/AQUA и других). УАФС включена в международную сеть Total Carbon Column Observing Network (TCCON). Основные характеристики Фурье-спектрометра таковы: полный спектральный диапазон – $420\text{--}25000\text{ см}^{-1}$ ($0.4\text{--}24\text{ мкм}$); разрешение сканера – не менее 0.0035 см^{-1} ; интерфейс к управляющему компьютеру Ethernet с протоколом TCP/IP; точность позиционирования солнечного трекера – 2 угловых минуты. В качестве вспомогательного оборудования для измерения атмосферного давления, температуры, влажности и компонент скоростей ветра в процессе регистрации спектров используется современный автоматизированный ультразвуковой метеорологический комплект METEO-2, разработанный в Институте оптики атмосферы СО РАН.

При решении обратных задач по определению концентрации искоемых газов в атмосфере используются спектры, зарегистрированные в ясные безоблачные дни и соответствующие относительно безветренным (скорость ветра менее 2 м/с) состояниям атмосферы со слабым аэрозольным замутнением. Для селекции спектров атмосферы со слабым аэрозольным замутнением используются независимые измерения аэрозольной оптической толщи, сделанные с помощью солнечного фотометра CIMEL CE 318, размещенного рядом с солнечным трекером и являющегося локальным сегментом международной сети Aerosol Robotics Network (AERONET).

В данной работе для восстановления атмосферных параметров из результатов наблюдений ИК спектров атмосферы предлагается использовать особые спектральные микроокна, содержащие линии, слабо-чувствительные к вариациям температуры в заданном температурном интервале. Колебательно-вращательный спектр поглощения (пропускания) достаточно чувствителен к температурным вариациям, поэтому ошибка в температурном профиле в несколько градусов для слабовариабельных газов может давать сравнимый или даже больший вклад в функцию пропускания, чем вклад от характерных вариаций средней концентрации искомого газа в атмосфере. Использование линий, слабозависящих от вариаций температуры, позволит избежать температурной неопределенности, имеющей место при решении обратной задачи и связанной с неточным знанием вертикального профиля температуры в тропосфере. Такой оригинальный подход предоставляет потенциальную возможность заведомо получать более точные результаты и избежать существенных ошибок в результатах решения обратной задачи по определению концентрации парниковых газов из измеренных ИК спектров пропускания атмосферы высокого разрешения.

В настоящей работе из базы данных HITRAN 2004 из спектрального диапазона $4000\text{--}12000\text{ см}^{-1}$ отобраны изолированные линии H_2O , CH_4 , CO_2 и CO , интенсивность которых слабо зависит от вариаций температуры в интервале 220–310 К. На УАФС была проведена серия измерений ИК спектров пропускания безоблачной атмосферы с разрешением от 0.05 до 0.02 см^{-1} в спектральном диапазоне $4000\text{--}12000\text{ см}^{-1}$. Выбранные линии апробированы на

примере определения средней концентрации этих газов в атмосферном столбе из зарегистрированных спектров. Проведен сравнительный анализ полученного среднего содержания H_2O , CH_4 , CO_2 и CO в атмосфере по найденному набору микроокон и по стандартному набору микроокон, рекомендованному в международной сети TCCON.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 09-01-00649 и № 09-01-00474) и Минобрнауки РФ (госконтракты № П1151 и № П1571).

Результаты измерений концентрации двуокиси углерода в приземном слое атмосферы (станция мониторинга «Обнинск»)

Кашин Ф.В. (kashin@typhoon.obninsk.ru), Арефьев В.Н.
НПО «Тайфун», ул. Победы 4, 249038 Обнинск, Россия

В г. Обнинске, расположенном в 105 км на юго-запад от Москвы (55.10° с.ш., 36.90° в.д., 186 м над уровнем моря), где практически отсутствуют промышленные источники углеродосодержащих газов, с 1998 г. ведутся регулярные измерения концентрации (отношения смеси) двуокиси углерода (CO_2) в пробах приземного воздуха при помощи комплекса аппаратуры, состоящего из Фурье-спектрометра и оптической многоходовой кюветы. Случайная погрешность единичного измерения концентрации CO_2 составляет $\pm 1 \text{ млн}^{-1}$. С февраля 1998 г. по февраль 2011 г. отобрано и проанализировано более 13000 проб приземного воздуха.

Временные изменения концентрации CO_2 по измерениям в Обнинске характеризуются сезонными вариациями и кратковременными ее повышениями. Высокие концентрации CO_2 , более 400 млн^{-1} , наблюдались при наличии приземной температурной инверсии и слабом ветре, а также в период лесных и торфяных пожаров в конце 1998 г., во второй половине 2002 г. и в начале 2003 г., в июле–августе 2010 г.

Все основные естественные и антропогенные источники и стоки CO_2 находятся у земной поверхности. На фоновое содержание CO_2 , формируемое естественными источниками, накладывается антропогенная добавка, состоящая из растущих выбросов CO_2 индустриального происхождения и выбросов при сжигании топлива в жилых домах в сельской местности. Можно полагать, что минимальные значения концентрации CO_2 в течение месяца в наибольшей степени определяются естественными причинами и могут считаться фоновыми для пункта наблюдений.

Анализ минимальных концентраций показал, что максимумы и минимумы сезонных вариаций CO_2 чаще всего приходятся соответственно на февраль и июль. Средняя амплитуда сезонных вариаций концентрации CO_2 в годовом цикле составляет $(18.7 \pm 9.1) \text{ млн}^{-1}$. За 13 лет средняя годовая концентрация CO_2 выросла примерно на 5.2 %. Изменения минимальных концентраций CO_2 в приземном слое атмосферы в основном обусловлены известными периодическими геофизическими явлениями (сезонными изменениями биоты, квазидвухлетними изменениями в стратосфере, явлением Эль-Ниньо и т.п.), а изменения антропогенной добавки носят в основном случайный характер.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 10-05-00356 и проект № 11-05-00328)

First results of inversion for the TELIS instrument

Xu Jian (jian.xu@dlr.de), Schreier Franz, Doicu Adrian, Trautmann Thomas, Vogt Peter
Remote Sensing Technology Institute, German Aerospace Center (DLR), Muenchner Str. 20, 82234 Wessling,
Germany

Infrared(IR)/Microwave limb sounding is a well established technique that can be used to measure vertical distribution of atmospheric profiles and has some advantages that make its

XVII Межд. симп. «Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы»
(28 июня-1 июля 2011 г., Томск, ИОА СО РАН). Тезисы докладов.

A15 Томск: Изд-во ИОА, 2011. Доклад A15. С. A40 -A43.

ЗОНДИРОВАНИЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРЕ УРАЛА МЕТОДОМ НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИК-СПЕКТРОВ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ С ВЫСОКИМ СПЕКТРАЛЬНЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

Н.В. Рокотян^{*}, К.Г. Грибанов^{**}, В.И. Захаров^{***}

Уральский государственный университет, лаборатория глобальной экологии и спутникового
мониторинга, г. Екатеринбург, Россия

nikita@rokotyan.com, ^{**} kgribanov@remotesensing.ru, ^{***} v.zakharov@remotesensing.ru

Ключевые слова: дистанционное зондирование, Фурье-спектрометрия, парниковые газы, температурно-независимое поглощение, Уральская атмосферная Фурье-станция

Аннотация: Предложен метод устранения температурной неопределенности, имеющей место при решении обратных задач по определению количества углеродо-содержащих парниковых газов в атмосфере. Для зондирования предлагается оригинальный метод с использованием линий колебательно-вращательных спектров атмосферных молекул, коэффициент поглощения которых слабо зависит от вариаций температуры в заданном температурном интервале, характерном для вариаций температуры в атмосфере. Линии молекул углеродсодержащих газов CH₄, CO₂ и CO, удовлетворяющие всем необходимым критериям, были отобраны из базы HITRAN2004. Метод был апробирован на примере определения количества CH₄, CO₂ и CO в атмосфере из ее ИК-спектров пропускания высокого разрешения, зарегистрированных на Уральской атмосферной Фурье-станции в 2010-2011 гг..

В связи с наблюдающимся быстрым ростом содержания парниковых газов в атмосфере важной задачей является их мониторинг с помощью спутникового и наземного зондирования в инфракрасном диапазоне спектра с высоким разрешением [1,2]. Для решения проблемы глобального мониторинга парниковых газов в атмосфере такой подход является перспективным. Однако, восстановление атмосферных параметров из результатов наблюдений ИК спектров атмосферы представляет собой, в общем случае, некорректную обратную задачу [3,4], решение которой может быть неоднозначным и неустойчивым. При решении обратных задач по определению концентрации искоемых газов в атмосфере из ее ИК спектров пропускания, имеет место температурная неопределенность, связанная с неточным знанием вертикального профиля температуры атмосферы. При решении этих задач вертикальный профиль температуры, как правило, берется из модельных данных ретроспективного анализа [5]. Для большей части земного шара, сеть метеорологических обсерваторий очень редкая, в результате данные ретроспективного анализа недостаточно точны, например ошибка в 3-5К и более в профиле температуры вполне вероятна для ретроспективного анализа атмосферы над территориями: России, Африки, Южной Америки, Арктики и Антарктики и других регионов.

Колебательно-вращательный спектр поглощения (пропускания) достаточно чувствителен к температурным вариациям, поэтому ошибка в температурном профиле в несколько градусов для слабовариабельных газов (наблюдаемые максимальные вариации полного содержания в атмосферном столбе CO_2 составляют 2%, а CH_4 – 8% [6]) может давать сравнимый или даже больший вклад в функцию пропускания, чем вклад от характерных вариаций средней концентрации искомого газа в атмосфере. Это может привести к существенным ошибкам в результатах решения обратной задачи по определению концентрации парниковых газов из измеренных ИК спектров пропускания атмосферы высокого разрешения. Для устранения такой неопределенности, предлагается использовать линии, обладающие эффектом температурно-независимого поглощения, коэффициент поглощения которых слабо зависит от вариаций температуры на заданном температурном интервале.

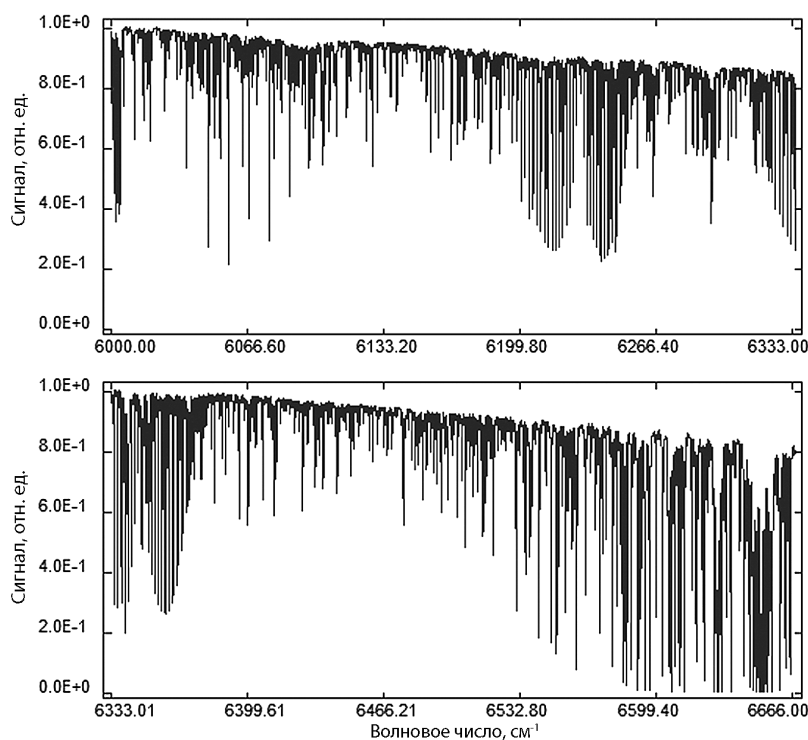


Рис. 1. Фрагменты наблюдаемого спектра пропускания атмосферы в полосах поглощения CO_2 и CH_4 интервалах $6000 - 6333 \text{ см}^{-1}$ (верхняя панель) и $6333 - 6666 \text{ см}^{-1}$ (нижняя панель)

В настоящей работе из базы данных HITRAN2004 [7] из спектрального диапазона $4000-9000 \text{ см}^{-1}$ отобраны изолированные линии CH_4 , CO_2 и CO , обладающие эффектом температурно-независимого поглощения на температурном интервале 220-310K. Выбранные линии апробированы на примере определения средней концентрации метана, двуокиси углерода и углекислого газа в атмосферном столбе из ИК-спектров пропускания атмосферы высокого разрешения, полученных на Уральской атмосферной Фурье-станции (УАФС) в Коуровской

астрономической обсерватории (57.038 с.ш., 59.545 в.д., высота около 300 м над уровнем моря). Станция расположена в фоновом лесном районе в 80 км на северо-западе от г. Екатеринбурга и оборудована современным Фурье-спектрометром высокого разрешения Bruker IFS125M сопряженным с солнечным трекером A547N. Рабочий диапазон спектрометра позволяет регистрировать спектры дальнего ИК, ближнего ИК и видимого излучения.

УАФС предназначена для мониторинга следовых газов в атмосфере, накопления временных рядов данных, а также для задач валидации данных спутникового зондирования, таких как TANSO/GOSAT, AIRS/AQUA, будущего OCO-2 и других и включена в международную сеть TCCON (Total Carbon Column Observing Network). Основные характеристики Фурье-спектрометра таковы: полный спектральный диапазон (с использованием 3 детекторов) $420\text{--}25000\text{ см}^{-1}$ (0.4–24 мкм); разрешение сканера – не менее 0.0035 см^{-1} ; интерфейс к управляющему компьютеру Ethernet с протоколом TCP/IP; точность позиционирования солнечного трекера – 2 угловых минуты. Измерения спектров пропускания атмосферой солнечного излучения проводятся в ясные безоблачные дни. Пример атмосферного спектра полученного в УАФС показан на Рис. 1.

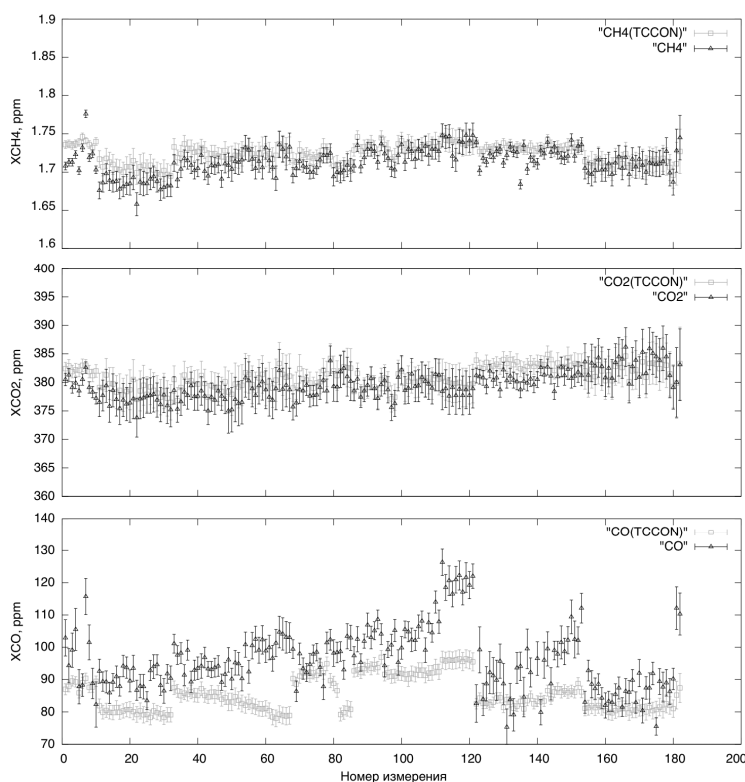


Рис. 2. Средние концентрации CH_4 и CO_2 и CO , определенные по микроокнам, рекомендованным сообществом TCCON, и по микроокнам в окрестности отобранных температурно-независимых линий поглощения.

Использование спектральных линий, обладающих эффектом температурно-независимого поглощения, позволяет минимизировать ошибку, связанную с неточным знанием

вертикального профиля температуры. Такой оригинальный подход предоставляет потенциальную возможность заведомо получать более точные результаты при решении обратной задачи по определению средней концентрации искоемых газов в атмосфере из ее ИК спектров пропускания. В работе проводится сравнительный анализ полученного среднего содержания CH_4 , CO_2 и CO в атмосфере по найденному набору микроокон и по стандартному набору микроокон, рекомендованному сообществом сети TCCON. Некоторые предварительные результаты приведены на Рис.2.

1. Kobayashi H. Editor, (1999), Interferometric Monitor for Greenhouse Gases: IMG Project Technical Report // IMG Mission Operation & Verification Committee, CRIEPI, Tokyo, Japan.
2. Notholt J., Schrems O. Ground-based FTIR measurements of vertical column densities of several trace gases above Spitzbergen // *Geophys. Res. Lett.* 1994. V 21. N13. P. 1355–1358.
3. Васин В.В., А.Л. Агеев. Некорректные задачи с априорной информацией.– Екатеринбург: УИФ "Наука", 1993. – 262 с.
4. Rogers, C.D. Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. // World Scientific, 2000. – 206 p.
5. <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>
6. Nakazawa, T., S. Sugawara, G. Inoue, T. Machida, S. Maksyutov, H. Mukai. Aircraft measurements of the concentrations of CO_2 , CH_4 , N_2O , and CO and the carbon and oxygen isotopic ratios of CO_2 in the troposphere over Russia /// *J. Geophys. Res.* – 1997. – V. 102. – №D3. – P. 3843–3859.
7. Rothman L.S., Jacquemart D., Barbe A., Benner D.C., Birk M., Brown L.R., Carleer M.R., Chackerian Jr. C., Chance K., Coudert L.H., Dana V., Devi V.M., Flaud J.-M., Gamache R.R., Goldman A., Hartmann J.-M., Jucks K.W., Maki A.G., Mandin J.-Y., Massie S.T., Orphal J., Perrin A., Rinsland C.P., Smith M.A.H., Tennyson J., Tolchenov R.N., Toth R.A., Auwera J.V., Varanasi P., Wagner G., The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database // *JQSRT.* - 2005.- Vol. 96.- P. 139-204.

Photophoretic Motion of Carbonaceous Aerosol in Stratosphere

S. Beresnev, L. Kochneva
Ural State University, Ekaterinburg, Russia
 Email: sergey.beresnev@usu.ru

One of possible mechanisms of vertical transport of absorbing aerosol particles in stratosphere can be radiometric photophoresis. The offered earlier model predicts, in particular, that for certain types of absorbing carbonaceous aerosol the negative “solar” photophoresis (motion of particles in the field of short-wave solar radiation against gravity) and positive “thermal” photophoresis (motion of particles in the field of long-wave outgoing thermal radiation) can lead to the vertical lifting and levitation of sub-micrometer and micrometer particles at altitudes of the lower and middle stratosphere at the assumption of stationary atmosphere. This transport mechanism is sufficiently effective for the light and low-conductivity compact and fractal-like particles (for example, for carbonaceous and volcanic fly-ash particles). Furthermore, radiometric photophoresis is the regular and permanent factor of vertical aerosol motion on synoptic and global time scales. In thermally and mechanically stable stratosphere the given long-term transport mode can lead, for example, to unexpected and uncontrollable accumulation of soot particles from aircraft engines and biomass burning.

In this report we present the updated model for radiometric photophoresis of atmospheric aerosols. Firstly, the results for “solar” photophoretic characteristics are calculated in the framework of advanced model for short-wave solar radiation. Secondly, the characteristics for “thermal” photophoresis are specified taking into account the downward long-wave thermal radiation. The third important generalization concerns the form and structure of considered aerosol particles. In early model the particle was assumed spherical with homogeneous thermal-physics and optical properties. Experiments with fractal-like soot particles show a possible direction in transferring earlier received results on the more complex particle geometry by the account of gas-kinetic transport for m -factor and estimation of the photophoretic asymmetry factor J_1 on the basis of optical mean-field theory.

Influence of Vertical Wind on Motion of Stratospheric Soot Aerosol

V. Gryazin, S. Beresnev
Ural State University, Ekaterinburg, Russia
Email: gryazin.victor@mail.ru

The main goals of this work are climatological analysis of characteristics of vertical wind in the stratosphere and estimation of potential opportunities of its influence on motion of stratospheric aerosol particles. High-altitude, temporal, and latitude dependences of zonal mean vertical wind velocity for the period of 1992-2006 from the UKMO atmospheric general circulation model are analyzed. It is shown that monthly averaged amplitudes of the vertical wind are approximately ± 5 mm/s, while annual averaged ones are ± 1 mm/s. The upward wind can provide the vertical lifting against gravity for sufficiently large (up to 3-5 μm) aerosol particles with a density up to 1.0-1.5 g/cm^3 at stratospheric and mesospheric altitudes. The vertical wind, probably, is a substantial factor for particles motion up to altitudes of 30-40 km, and can change essentially the sedimentation velocities and the residence times of stratospheric aerosols. The structure of the averaged fields of vertical wind supposes the opportunity of formation of dynamically stable aerosol layers in the middle stratosphere. With the problem regarding the action of a permanent source of monodisperse particles near the stratopause taken as an example, it is shown that if the action of the averaged vertical component is taken into account along with the gravitational sedimentation and turbulent diffusion, the standard vertical profiles of the relative concentration of particles change cardinally. Estimations for the levitation heights for particles of different densities and sizes in the stratosphere under action of gravity and vertical wind pressure are presented. It is necessary to note that the transport capabilities of the vertical wind will be especially noticeable for fractal-like particles (for example, soot particles and volcanic aerosol). It is possible that the proposed approach would allow clarifying mechanisms of accumulation of soot particles from the air transport and the ground-based biomass burning at altitudes of the lower and middle stratosphere. Thus, the advanced aerosol transport models should include with necessity the vertical wind factor for the correct analysis of post-volcanic or background stratospheric aerosol at rather long time scales.

Stabilizing action of the vertical wind on spatial distribution of stratospheric aerosol

V.I. Gryazin and S.A. Beresnev

Aerosol Physics Laboratory, Ural State University, Ekaterinburg, 620083, Russia

Keywords: aerosol modelling, stratospheric aerosols, aerosol dynamics, vertical wind.

Presenting author email: sergey.beresnev@usu.ru

This study continues and summarizes analysis and estimations of transport opportunities of the vertical wind in stratosphere. Characteristics of vertical component of wind velocity is of interest not only for qualitative description of its altitude-, seasonal- and latitude dependences, but also for quantitative description of features of the aerosol vertical transport in the middle atmosphere (Gryazin and Beresnev, 2011).

The first purpose of given report – to present results of climatological analysis of vertical wind in the stratosphere. High-altitude, temporal, and latitude dependences of zonal mean averaged vertical wind velocity for the period of 1992-2006 from the UKMO atmospheric general circulation model are analyzed (Figure 1). It is shown that monthly averaged amplitudes of the vertical wind are approximately ± 5 mm/s, while annual averaged ones are ± 1 mm/s (Beresnev *et al.*, 2008). We have carried out the comparison of the received results with the NCEP-NCAR reanalysis data, and have found out their qualitative agreement.

The upward wind can provide the vertical lifting against gravity for sufficiently large (up to 3-5 μm) aerosol particles with a density up to 1.0-1.5 g/cm^3 at stratospheric and mesospheric altitudes. The vertical wind, probably, is a substantial factor for particles motion up to altitudes of 30-40 km, and can change essentially the sedimentation velocities and the residence times of stratospheric aerosols. The structure of the averaged fields of vertical wind supposes the opportunity of formation of dynamically stable aerosol layers in the middle stratosphere (Beresnev *et al.*, 2009).

For the problem about action of a permanent source of monodisperse particles near the stratopause, it is shown that action of the averaged vertical wind along with the gravitational sedimentation and turbulent diffusion changes the standard vertical profiles of the relative concentration of particles cardinally. Estimations for the levitation heights for particles of different densities and sizes in the stratosphere under action of gravity and vertical wind are presented also (Gryazin and Beresnev, 2010).

The method of comparison of vertical motion characteristics for spherical and fractal-like aerosol particles in stationary atmosphere and in atmosphere under action of the averaged vertical wind is introduced. It consists in introduction of suitable equivalent radius (sedimentation radius) for fractal-like particles, and in comparison of subsidence velocities identical on mass of introduced spherical particle and the real fractal-like aggregate. It is shown, that subsidence velocities of compact spherical and fractal-like particles can differ essentially in this case.

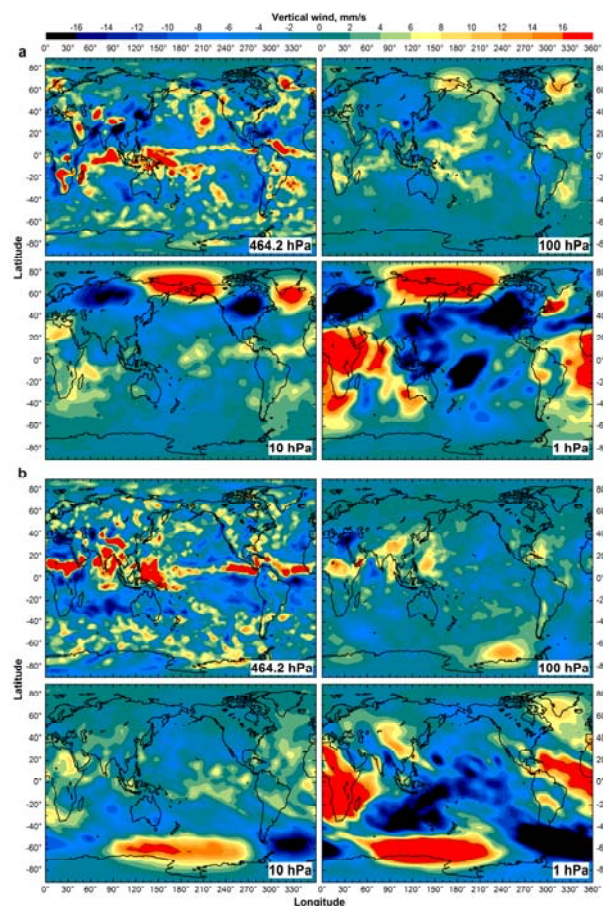


Figure 1. Geographic distribution of monthly-averaged vertical wind velocity at two characteristic altitudes for January (a) and July (b), 2005.

We are grateful to the BADC which provided us with access to the UKMO Stratospheric Assimilated Data. This work was supported in part by the Russian Foundation for Basic Research (grants No. 09-01-00649 and 09-01-00474), and by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (program “Development of the Scientific Potential of the Higher School (2009-2010),” Reg. No. 2.1.1/6019, and contracts No. 1571 and 1151).

Beresnev, S.A., Gryazin, V.I. and Gribanov, K.G. (2008) *Atmos. Oceanic Opt.* **21**(6), 448-454.

Beresnev, S.A., Gryazin, V.I. and Gribanov, K.G. (2009) *Rus. Meteor. Hydrol.* **34** (11), 724-731.

Gryazin, V.I. and Beresnev, S.A. (2010) *Atmos. Oceanic Opt.* **23**(3), 174-180.

Gryazin, V.I. and Beresnev, S.A. (2011) *Meteor. Atm. Phys.* **110**(3-4), 151-162.

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
Сибирское отделение
Институт оптики атмосферы им В.Е. Зуева
Российский фонд фундаментальных исследований

XVII Рабочая группа



АЭРОЗОЛИ СИБИРИ

Тезисы докладов

Томск
Издательство Института оптики атмосферы СО РАН
2010

КОМПЛЕКСНЫЙ ПОДХОД К ОЦЕНКЕ СОСТОЯНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Т.О. Перемитина

Институт химии нефти СО РАН, г. Томск, Россия

В задачах мониторинга состояния окружающей среды различных территорий приходится использовать большие объемы информации. Как правило, информация представлена в виде многомерных массивов данных, для анализа которых применяются различные статистические методы. Для анализа объектов исследования, имеющих пространственные свойства, применение статистических методов оказывается недостаточным, так как они не позволяют учитывать их пространственные характеристики. Необходимо использовать комплексный подход к анализу многомерных данных, позволяющий учитывать и пространственные свойства объектов.

В данной работе предложен новый подход к комплексному анализу пространственных объектов, описываемых большим числом параметров и представленных многомерными массивами. Подход основан на сочетании статистических методов и методов пространственного анализа с применением геоинформационных систем. Предложен алгоритм анализа пространственно-распределенных объектов и на его основе разработан программный комплекс.

Программный комплекс был применен для анализа данных о состоянии окружающей среды территорий Сибири и Дальнего Востока. Использовано три удельных показателя загрязнения окружающей среды: выброшено загрязняющих веществ в атмосферу (т/км^2); сброшено загрязняющих сточных вод в поверхностные водные объекты ($\text{м}^3/\text{км}^2$); образовалось токсичных отходов (т/км^2). Дополнительно к удельным показателям была включена ранжированная характеристика состояния здоровья населения, это интегральная оценка состояния здоровья по семи показателям.

Применение комплексного подхода позволило выявить наиболее значимые характеристики для территорий и определить экологически благополучные и неблагополучные регионы.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ МАССЫ ИНДИВИДУАЛЬНЫХ ПЫЛЬЦЕВЫХ ЗЕРЕН СИБИРСКИХ РАСТЕНИЙ

В.В. Головкин¹, К.П. Куцегной¹, И.Л. Истомин²

¹*Институт химической кинетики горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

²*Институт Гидродинамики им. Лаврентьева СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

Пыльца семенных растений – неотъемлемая компонента грубодисперсной фракции атмосферного аэрозоля, вносящая весомый вклад в ее массовую концентрацию. Сложная форма пыльцевых частиц затрудняет расчет их массы и иных характеристик, вынуждая определять их экспериментально. В настоящее время установлен вес пыльцевых зерен порядка 200 видов растений, почти исключительно европейских и североамериканских. В данном докладе нами представлены результаты измерений массы индивидуальных пыльцевых зерен 30 видов растений, произрастающих на территории Западной Сибири (в том числе и интродуцированных человеком): 14 древесных, 7 злаков и 9 сорных трав. Средняя масса индивидуальных зерен пыльцы исследованных видов растений составляла 1,0–59,6 нг, стандартное геометрическое отклонение – 1,03–1,44.

Работа выполнена при поддержке МНТЦ № 3695.

ЗОНДИРОВАНИЕ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРЕ УРАЛА МЕТОДОМ НАЗЕМНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ИК-СПЕКТРОВ СОЛНЕЧНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ С ВЫСОКИМ СПЕКТРАЛЬНЫМ РАЗРЕШЕНИЕМ

К.Г. Грибанов¹, В.И. Захаров¹, С.А. Береснев¹, Н.В. Рокотян¹, В.А. Поддубный², Р. Imasu³, П.А. Чистяков⁴, Г.Г. Скорик⁴, В.В. Васин⁴

¹*Уральский государственный университет, г. Екатеринбург, Россия*

²*Институт промышленной экологии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

³*Center for Climate System Research, University of Tokyo, Kashiwa, Japan*

⁴*Институт математики и механики УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия*

Представлены первые результаты по зондированию следовых газов в фоновой атмосфере Среднего Урала, полученные на Уральской Атмосферной Фурье-станции (УАФС) с использованием Фурье-спектрометра Bruker

IFS-125M, сопряженного с автоматизированным солнечным трекером A547N. Станция расположена в Коуровской астрономической обсерватории УрГУ, в лесной зоне с координатами 57,038 с.ш., 59,545 в.д., высота над уровнем моря 300 метров. Она предназначена для мониторинга парниковых и примесных газов в фоновой атмосфере и проведения подспутниковых измерений для валидации спутниковых данных. С сентября 2009 г. по сентябрь 2010 г. на УАФС проведена серия экспериментов по измерению функции пропускания безоблачной атмосферы в диапазоне 4000–11000 см⁻¹ с разрешением от 0,05 до 0,0035 см⁻¹. Приведены результаты определения из измеренных спектров количественного содержания в атмосфере молекул CH₄, CO₂, CO, N₂O, H₂O и трассера гидрологического цикла HDO/H₂O. Обсуждается возможность валидации данных спутника GOSAT (Greenhouse gases Observing SATellite) по содержанию CH₄ и CO₂ с использованием измерений на УАФС.

Данные исследования были проведены в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.», госконтрактов П1151 и П1571 Минобрнауки РФ и поддержаны грантами РФФИ №№ 09-01-00474-а, 09-01-00649-а и грантом Отделения математики РАН.

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ НЕФТЕРАЗЛИВОВ НА СОСТОЯНИЕ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ

М.Н. Алексеева, Т.О. Перемитина

Институт химии нефти СО РАН, г. Томск, Россия

В настоящее время существует большое количество месторождений, на которых эксплуатируются устаревшие нефтепроводы 30–40-летней давности. На нефтепроводах вследствие коррозии и других факторов влияния зачастую случаются аварии, в результате которых происходит загрязнение нефтью земель, водных объектов, атмосферного воздуха. Легкие фракции нефти, в том числе канцерогенные ароматические углеводороды, испаряясь в летнее время с поверхности разливов, загрязняют атмосферный воздух. В случае возникновения на месте нефтеразлива пожара (10% аварий) происходит выброс в атмосферу значительного количества сажи, содержащей канцерогенные вещества.

В работе предложен подход к оценке влияния нефтеразливов на состояние окружающей среды с использованием космических снимков. Практическое применение проведено для территории месторождений Среднего Приобья, оценены площади и динамика нефтеразливов. Полученные результаты в дальнейшем можно использовать для расчета экологического ущерба от загрязнения окружающей природной среды нефтью.

ХИМИЧЕСКИЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ГОДОВЫХ КОЛЬЦАХ СОСЕН ИЗ РАЙОНОВ ЧЕРНОБЫЛЯ И ПОДКАМЕННОЙ ТУНГУСКИ

И.В. Хвостов¹, В.Е. Павлов¹, Г.А. Ковальская²

¹*Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия*

²*Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия*

Для оценки влияния известных крупномасштабных катастроф 1908 и 1986 гг. на элементный состав годовых колец сосен, произрастающей в районах Чернобыля и Подкаменной Тунгуски, в 1996 г. были взяты образцы древесины. Выделены слои, относящиеся соответственно к 1888–1928 гг. и 1966–1996 гг. Методом рентгено-флуоресцентного анализа определены концентрации K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Br, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ba, La, Ce, Sm, Hg, Pb, Bi, Th, и U в кольцах ранней и поздней древесины. Отмечены сильные вариации концентраций, иногда превышающие порядок в соседние годы. Методом скользящего среднего исследованы их временные тренды, которые для разных элементов в зависимости от точки отбора могут иметь противоположные тенденции. Ни для одного из элементов после катастроф 1908 и 1986 гг. сразу и в последующие годы не обнаружено всплеска концентраций, превышающего их естественный «разброс».

Установлен нормальный логарифмический характер распределения концентраций элементов по числу проб. Показано, что коэффициент корреляции между логарифмами наиболее надежно измеренных концентраций таких элементов, как K, Ca, Mn, Fe, Cu, Zn, Ga, Se, Rb, Sr и Bi, в ранней и поздней древесине из одного пункта превышает 0,99. Для всех образцов и обоих типов древесины, отобранных в районах Чернобыля и Подкаменной Тунгуски, он равен 0,96. Поскольку обследованные деревья произрастают на существенном удалении и в разных климатических условиях, то найденные среднегеометрические концентрации элементов могут в некотором приближении характеризовать сосну обыкновенную как вид.

ДИСПЕРСНЫЕ, МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ И ХИМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА РАЗНЫХ ДИСПЕРСНЫХ ФРАКЦИЙ ДЫМОВОЙ АЭРОЗОЛЬНОЙ ЭМИССИИ ОТ ЛЕСНЫХ ПОЖАРОВ

Ю.Н. Самсонов¹, О.В. Чанкина¹, С.А. Попова, О.А. Беленко²

¹Институт химической кинетики и горения СО РАН, г. Новосибирск, Россия

²Сибирская государственная геодезическая академия, г. Новосибирск, Россия

Спутниковые наблюдения и наземные инспекции показывают, что пожары ежегодно происходят на 10–15 млн га в лесной и лесостепной зонах Сибири. При сгорании лесных материалов (древесина, кустарник, лишайник, мох, травы) выделяются как газовые продукты горения, так и дымовые аэрозольные частицы. Мас-совая доля аэрозольной эмиссии оценивается от 1–2 до 5–7% от количества сгоревшей биомассы (собственные и литературные данные), однако ее роль в атмосферном теплообмене часто является доминирующей. Это связано с тем, что в эмиссии присутствуют тонкодисперсные частицы, состоящие из (почти) элементарного углерода (сажа, black carbon) и других углеродсодержащих веществ. Такие частицы, длительное время витая в атмосфере, поглощают и рассеивают солнечное излучение, т.е. влияют на теплообмен между излучением, атмосферой и земной поверхностью и, следовательно, могут воздействовать на локальную погоду и глобальный климат. Наряду с тонкими дымовыми аэрозолями, в атмосферу эмитируются частицы более грубых дисперсных фракций с размерами вплоть до нескольких десятков микрон и даже больше.

В докладе представлены экспериментальные результаты по дисперсным, морфологическим и химическим свойствам разных дисперсных фракций дымовой эмиссии, полученные в 2007–2010 гг. в рамках комплексных исследований пожаров в таежных лесах Красноярского края, проводимых совместно российскими (Институт леса СО РАН, Институт химической кинетики и горения СО РАН, Сибирская государственная геодезическая академия), американскими (USDA Forest Service) и канадскими (Canadian Forest Service) специалистами.

ЭФФЕКТ ТЕМПЕРАТУРНО-НЕЗАВИСИМОГО ПОГЛОЩЕНИЯ И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ЗОНДИРОВАНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ В АТМОСФЕРЕ

Н.В. Рокотян, К.Г. Грибанов, В.И. Захаров

Уральский государственный университет, г. Екатеринбург, Россия

Для устранения температурной неопределенности, имеющей место при решении обратных задач по определению количества искомым газов в атмосфере при ее зондировании ИК-спектрометрами высокого разрешения спутникового и наземного базирования, предлагается использовать линии колебательно-вращательных спектров атмосферных молекул, обладающие эффектом температурно-независимого поглощения. То есть линии, коэффициент поглощения которых практически не зависит от вариаций температуры в заданном температурном интервале. Для молекул углеродсодержащих парниковых газов CH_4 , CO_2 и CO проведен выбор линий из базы данных HITRAN, обладающих эффектом температурно-независимого поглощения. Выбранные линии отчетливо проявляются в натурных спектрах пропускания атмосферой солнечного излучения в ближней ИК-области, являются достаточно изолированными (не перекрываются линиями других газов) и ненасыщенными. Путем моделирования спектров пропускания атмосферы для разных ее состояний показано, что данные линии слабочувствительны к вариациям профиля температуры в атмосфере характерным для одного сезона года. Их использование позволяет устранить неопределенность, связанную с неточным знанием вертикального профиля температуры при определении содержания искомым газов в атмосферном столбе из инфракрасных спектров пропускания атмосферы высокого разрешения. Выбранные таким образом линии апробированы на примере определения количества CH_4 , CO_2 , CO в атмосфере методом дифференциального поглощения из ее спектров пропускания в диапазоне $4000\text{--}9000\text{ см}^{-1}$ с разрешением $0,02\text{ см}^{-1}$, полученных на Уральской атмосферной Фурье-станции в Коуровке (59 с.ш.; 60 в.д., 300 м над уровнем моря). Проведено сравнение полученных данных с результатами определения количества CH_4 , CO_2 и CO из тех же спектров с использованием стандартного для международной сети TCCON (Total Carbon Observation Network) программного пакета GFIT.

Данные исследования проводились в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России на 2009–2013 гг.», госконтракты П1151 и П1571 Минобрнауки РФ и поддержаны грантами РФФИ №№ 09-01-00474-а и 09-01-00649-а.

О ФОТОФОРЕТИЧЕСКОМ ДВИЖЕНИИ АЭРОЗОЛЕЙ В ПОЛЕ АТМОСФЕРНОЙ РАДИАЦИИ

Л.Б. Кочнева, С.А. Береснев, К.Г. Грибанов, В.И. Захаров, Т.Б. Журавлева¹, К.М. Фирсов²

Уральский государственный университет, г. Екатеринбург, Россия

¹*Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия*

²*Волгоградский государственный университет, Россия*

В докладе представлены результаты завершающего этапа теоретических исследований проблемы фотофоретического движения частиц стратосферного аэрозоля в поле коротковолнового солнечного и длинноволнового теплового излучения Земли. В отличие от ранней упрощенной модели явления [1–2], в данном ее варианте существенно модифицирован радиационный блок (проведены расчеты потоков коротковолновой радиации для безоблачной атмосферы в широком диапазоне определяющих параметров и учтен поток теплового противоизлучения атмосферы). Показано, что усложнение радиационного блока модели не привело к пересмотру ранее полученных результатов: фотофорез стратосферных аэрозолей может быть заметным фактором в вертикальном переносе частиц и в ряде случаев конкурировать с действием усредненного на синоптическом и глобальном временных масштабах вертикального ветра. Практически не изменяются и высоты возможной левитации хорошо поглощающих излучение частиц в стратосфере. Обсуждаются возможности обнаружения предсказываемых эффектов из наблюдательных данных.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты №№ 09-01-00649 и 09-01-00474-а) и Минобрнауки России (программа «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 гг.)», рег. № 2.1.1/6019).

1. Береснев С.А., Ковалев Ф.Д., Кочнева Л.Б. и др. О возможности фотофоретической левитации частиц в стратосфере // *Оптика атмосферы и океана*. 2003. Т. 16. № 1. С. 52–57.
2. Береснев С.А., Кочнева Л.Б., Суетин П.Е. и др. Фотофорез атмосферных аэрозолей в поле теплового излучения Земли // *Оптика атмосферы и океана*. 2003. Т. 16. № 5–6. С. 470–477.

МИКРОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ТВЕРДОФАЗНОГО АТМОСФЕРНОГО АЭРОЗОЛЯ г. БАРНАУЛА В 1991–2010 гг.

Т.В. Андрухова, В.И. Букатый, И.А. Суторихин

Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, Россия

В двух опорных пунктах (административный центр) г. Барнаула в период 1991–2010 гг. проведены экспериментальные исследования динамики счетной и массовой концентрации приземного аэрозоля, а также элементного состава твердых аэрозольных частиц с помощью разработанного аппаратного комплекса методом атомно-эмиссионного спектрального анализа.

В указанный период среднесуточная массовая концентрация аэрозоля изменялась в пределах от 0,5 до 5,0 мг/м³, что примерно в (3–30) раз превышает среднесуточную ПДК, равную 0,15 мг/м³. Максимально разовая массовая концентрация варьировала в диапазоне (3,0–18,3) мг/м³, что выше максимально разовой ПДК, составляющей 0,5 мг/м³, в (6–36) раз.

Суммарная счетная концентрация твердого аэрозоля, измеряемая в дискретных диапазонах от 0,3 до 100 мкм, варьировала в интервале от $3,0 \cdot 10^3$ дм⁻³ до $12,6 \cdot 10^4$ дм⁻³. Максимальное количество частиц практически во всех случаях регистрировалось в поддиапазоне (0,3–0,4) мкм и достигало значений $\sim (40–50) \cdot 10^3$ дм⁻³. Во время извержения вулкана в Исландии (апрель 2010) максимум распределения частиц сдвинулся в область более крупных размеров.

Была изучена динамика концентрации обнаруженных в пробах атмосферного аэрозоля химических элементов, таких как Sn, Fe, Pb, Cu, Mn, Ni, Al, Ca. В данных исследованиях не было отмечено превышения ПДК для вышеуказанных элементов, кроме свинца.

2. Ma Q. et al. // J. Chem. Phys. 2008. 128. P. 124313.
3. Scribano Y. and Leforestier C. // J. Chem. Phys. 2007. 126. P. 234301.
4. Vigasin A.A. // Infrared Phys. 1991. 32. P. 461–470.

РЕГИСТРАЦИЯ ИНФРАКРАСНОГО ХАРАКТЕРИСТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ВОЗДУХА ОБРАЗУЮЩЕГОСЯ ПРИ КОНДЕНСАЦИИ ВОДЯНОГО ПАРА В РАЗРЕЖЕННОЙ АТМОСФЕРЕ

Ю.Н. Пономарев, И.С. Тырышкин

Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск, Россия

При определенных условиях в атмосферном воздухе могут образовываться источники инфракрасного излучения, происхождение которых связывается с фазовыми переходами первого рода – с конденсацией и кристаллизацией влаги находящейся в воздухе. В [1] приведены доказательства существования источников такого излучения, а также определены длины волн, на которых оно локализовано.

Целью данной работы является применение разработанной нами установки для исследования нуклеации водяных паров в искусственной атмосфере [2] для проведения экспериментов по регистрации характеристического излучения.

Установка включает рабочую камеру объемом 1,5 м³, вакуумизированную емкость объемом 43,5 м³ и устройства для откачки и напуска газов. Рабочая камера и вакуумизированная емкость соединены между собой трубопроводом с электромагнитным клапаном. Пересыщение водяного пара в паровоздушной смеси и образование капель и кристаллов льда создается как и в камерах Вильсона второго типа сбросом давления из рабочей камеры в вакуумизированную емкость при открытии клапана. Для вывода излучения, в стенках рабочей камеры установлены окна прозрачные для видимого и инфракрасного излучения. Для регистрации излучения использовался фотоприемник МГ-30 с областью чувствительности 2–14 мкм.

В результате экспериментов мы установили, что интегральная интенсивность регистрируемого излучения превышает интенсивность Планковского излучения более чем на порядок. Установка перед фотоприемником полосовых фильтров показала, что более 50% принимаемой энергии сосредоточено в диапазоне 3,3–5,5 мкм.

1. Татарченко В.А. Инфракрасное характеристическое излучение фазовых переходов первого рода и его связь с оптикой атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 3. С. 169–175.
2. Крымский Г.Ф., Колосов В.В., Ростов А.П., Тырышкин И.С. Установка для исследования нуклеации водяных паров в искусственной атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 9. С. 820–825.

ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ВЕТЕР НА БОЛЬШИХ ВЫСОТАХ: ИТОГИ АНАЛИЗА, СОПОСТАВЛЕНИЕ С НАБЛЮДАТЕЛЬНЫМИ ДАННЫМИ, ВОЗДЕЙСТВИЕ НА АЭРОЗОЛЬНЫЕ СЛОИ И ОБЛАКА

В.И. Грязин, С.А. Береснев

Уральский государственный университет, г. Екатеринбург, Россия

В докладе представлен анализ поля скоростей вертикального ветра за период 1992–2006 гг. по данным GCM UKMO вплоть до высот 60 км. Достоверность полученных результатов подтверждается сопоставлением как с данными реанализа NCEP-NCAR, так и сравнением с известными теоретическими выводами. Предсказывается возможность подъема против силы тяжести достаточно крупных частиц аэрозоля (до 3–5 мкм) с плотностями до 1–2 г/см³ в стратосфере и мезосфере. Обосновывается, что вертикальный ветер является существенным фактором движения частиц до высот 30–40 км и может значительно варьировать скорости оседания и времени пребывания частиц в стратосфере. Структура поля усредненного вертикального ветра допускает возможность формирования динамически устойчивых аэрозольных слоев в средней стратосфере. В частности, наличие областей восходящего вертикального ветра делает возможным левитацию частиц определенного размера и плотности на высотах, характерных для ряда наблюдаемых аэрозольных слоев и облаков. Действие усредненного (на синоптическом и глобальном временных масштабах) вертикального ветра наряду с гравитационной седиментацией и турбулентной диффузией может кардинальным образом изменять высотные профили относительной концентрации частиц. Обсуждаются положительные и отрицательные последствия действия

вертикального ветра при возможном применении геоинженерных методик предотвращения последствий глобального потепления («аэрозольные щиты» в стратосфере).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 09-01-00649) и Минобрнауки России (программа «Развитие научного потенциала высшей школы (2009–2010 гг.)», рег. № 2.1.1/6019).

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ РЕКОНСТРУКЦИИ ПОЛЯ ВЫПАДЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПЕПЛА

В.Ф. Рапута, Т.В. Ярославцева

Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Воздействие крупнейших вулканических извержений на природную среду происходит прежде всего за счет образующихся при извержениях эруптивных туч, нагруженных частицами тефры и аэрозолями. Для изучения их влияния в региональном и глобальном масштабах необходимо выявить все эти извержения, опираясь на изучение вулканических отложений и форм рельефа, реконструировать параметры извержений, включая возраст, а также объем и состав вулканических продуктов.

В докладе обсуждается модель реконструкции полей выпадений крупнодисперсной разнородной примеси от непрерывного высотного источника. Апробация предложенной модели оценивания проведена на данных натурных наблюдений выпадений тефры от плинианских извержений 1853 и 1986 гг. вулкана Чикурачки (о. Парамушир, Курильские острова). Высоты эруптивных колонн достигали 13–14 км при скоростях ветра 35–40 и 15 м/с соответственно [1]. Продолжительность плинианских стадий составила 5–7 ч.

Результаты экспедиционных исследований показали, что выпадение пепла в исследуемых зонах о. Парамушир, в основном, произошли в составе крупных фракций частиц, обладающих весьма значительными скоростями оседания в атмосфере. Данное обстоятельство дает возможность ограничиться при построении модели реконструкции кинематической схемой оседания частиц в горизонтальном направлении ветра. Для описания распределения дисперсного состава примеси в источнике по скоростям оседания используется двухпараметрическое гамма-распределение.

Построенная малопараметрическая модель реконструкции выпадений полидисперсной примеси дает возможность численного анализа данных наблюдений по оси следа до нескольких десятков километров. Для восстановления поля выпадений может быть использовано весьма ограниченное число точек измерений, что создает определенные преимущества при анализе имеющихся экспериментальных данных.

Работа выполнялась при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН № 4.4, ИП СО РАН № 84.

1. Белоусов А.Б., Белоусова М.Г., Гришин С.Ю., Крестов П.В. // Вулканология и сейсмология. 2003. № 3. С. 15–34.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ АЭРОЗОЛЕЙ ПРИ ПОЖАРАХ В РЕГИОНЕ ВОСТОЧНОЙ ЕВРОПЫ В АВГУСТЕ 2010 г.

А.Ю. Емельянов, О.Г. Хуторова

Казанский федеральный университет, Россия

В настоящей работе исследовалась пространственная динамика концентрации взвешенных частиц типов $pm_{2.5}$ и pm_{10} , вычисленная с использованием мезомасштабной модели атмосферы WRF. Проводилось численное моделирование приземного атмосферного слоя в области республики Татарстан (РТ) с целью определить достоверность результатов прогнозирования динамики примесей, исходящей от пожаров соседних республик и областей.

Качественный анализ заключается в оценке концентрации аэрозолей на территории РТ в течение трех дней. Была выбрана следующая область моделирования:

- центр исследуемой области: г. Казань (55,79° с.ш., 49,15° в.д.);
- размеры области: 850 × 650 км;
- шаг пространственных вычислений – 5 км.

Показано, что оценка пространственных характеристик мезомасштабных процессов пограничного слоя атмосферы необходима для решения задач мониторинга и прогноза тонкой структуры атмосферной динамики.

Заключение

В результате проведенных НИР за 2009-2011 гг. на УАФС УРФУ была разработана и апробирована методология мониторинга парниковых и загрязняющих атмосферу газов как для задач накопления временных рядов данных локальных наземных измерений на УАФС, так и для валидации спутниковых данных. УАФС является единственной станцией TCCON для валидации спутниковых данных по парниковым и загрязняющим атмосферу газам в Уральском регионе и Западной Сибири (рис. 34) в комплексной системе наземных и аэрокосмических средств глобального мониторинга атмосферы Земли (рис. 35).



Рис. 34. Расположение наземных FTIR (ИК Фурье-обсерваторий) международной сети TCCON (Total Carbon Observing Network) по состоянию на июнь 2011 г. <https://tccon-wiki.caltech.edu/>. УАФС УрФУ – единственная в России ИК Фурье- обсерватория в составе TCCON

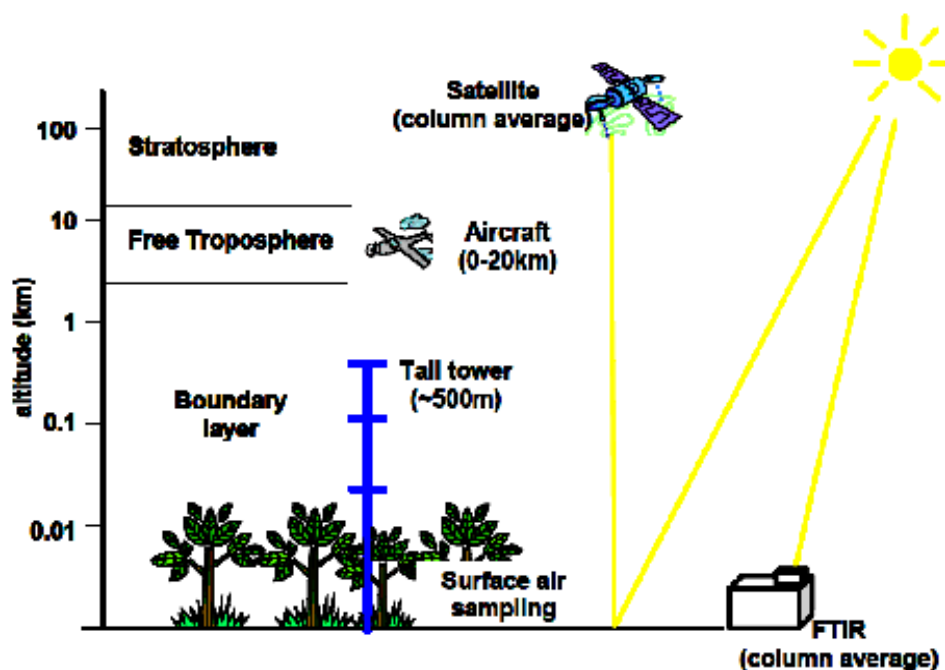


Рис. 35. Используемые геометрии инфракрасного зондирования атмосферы со спутников и наземными ИК спектрометрами (FTIR Фурье обсерватории) и средства измерения in situ пробоотборными методами

За период выполнения НИР на аэрозольном солнечном фотометре CIMEL CE 318 УАФС УрФУ получен ряд данных по оптической толщине аэрозоля в безоблачной атмосфере и ее временной изменчивости. Наблюдаемая в атмосфере Коуровки аэрозольная оптическая толща в ближнем ИК диапазоне за весь период измерений варьировалась от 0,03 до 0,35. Полученные данные по аэрозольной оптической толще использовались также для селекции Фурье спектров безоблачной атмосферы, отвечающих слабоаэрозольным состояниям атмосферы.

В марте 2011 г. на УАФС проведены первые эксперименты по валидации данных GOSAT по метану в атмосфере Урала и Западной Сибири. Результаты валидационного эксперимента приведены на рис. 36.

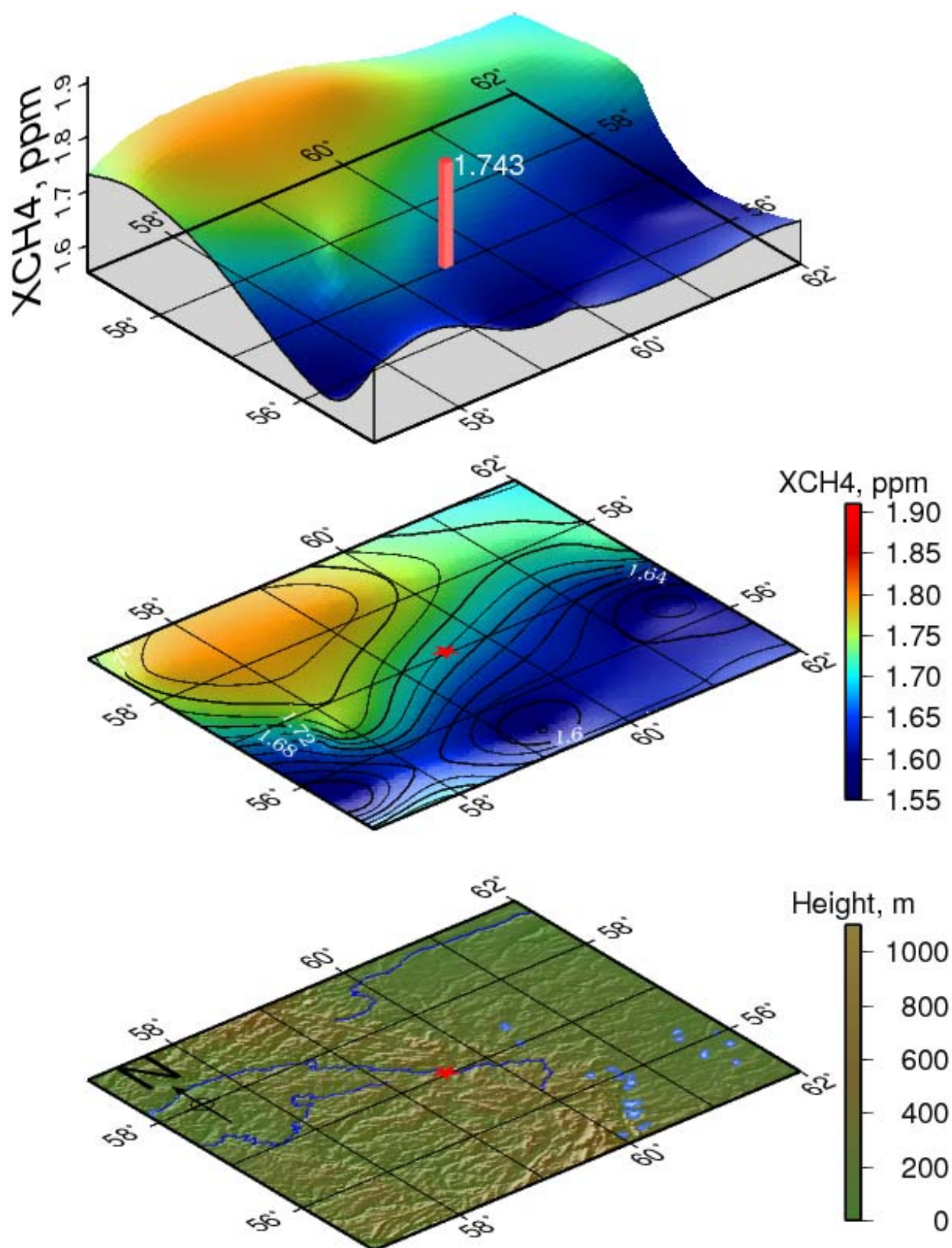


Рис. 36. Сравнение результатов восстановления концентрации метана по данным спутника GOSAT и по измерениям в Коуровской астрономической обсерватории в марте 2011 г.

По данным полученным в Коуровской обсерватории за период с 5 по 15 марта средняя по атмосферному столбу относительная концентрация метана в сухом воздухе равна 1.743 ppm. Наземные наблюдения производились на УАФС в ближнем ИК диапазоне с разрешением 0.02 см^{-1} . В самой близкой к обсерватории точке (57.2466° с.ш. и 59.4673° в.д.) среди спутниковых наблюдений GOSAT в тепловом диапазоне спектра за период с 5 по 15 марта концентрация метана равна 1.72 ppm. Получено хорошее согласие результатов спутникового и наземного зондирования.

По накопленным за 2009 – 2011 гг. временным рядам данных измерений на УАФС в Коуровке впервые выявлены сезонные вариации парниковых и следовых газов в атмосфере Урала, сделаны оценки наблюдаемых вариаций. Наблюдаемые в атмосфере Коуровки концентрации искомым газов, приведенные к атмосферному столбу сухого воздуха, варьируются следующим образом: CH_4 в интервале 1.65-1.75 ppm, CO в интервале 75-125 ppb, CO_2 в интервале 368-392 ppm, HCl в интервале 0.15-0.42 ppb, HF в интервале 61-76 ppt, N_2O в интервале 276-287 ppb.

Следует отметить, даже за такой относительно короткий временной период наблюдений 2009 – 2011 гг. для основного парникового газа CO_2 просматривается тренд в накоплении его в атмосфере Урала. По полученным данным наблюдений сделана предварительная оценка роста его среднегодовой концентрации, что составило около 2 ppm в год.

Впервые предложен и апробирован на примере CO_2 , CH_4 и CO оригинальный метод зондирования парниковых и загрязняющих атмосферу газов с использованием оптимальных спектральных микроокон, обладающих эффектом температурно-нечувствительного поглощения. Это позволило существенно уточнить данные по наблюдаемой концентрации угарного газа за 2009-2010 гг., особенно в периоды массовых летних лесных и торфяных пожаров, значение которой достигало 125 ppm в атмосфере Коуровки, почти в 2 раза превышая фоновое значение.

По результатам проведенных НИР переработаны курсы лекций кафедры общей и молекулярной физики: «Физика и химия атмосферы», «Физика аэрозолей», «Статистическая радиофизика». Разработаны темы и направления работ магистрантов и аспирантов, принимающих участие в выполнении проекта. Дополнительно на кафедру общей и молекулярной физики УрФУ приняты соискатель и аспирант.

Основные области практического применения разработанных методологий и полученных результатов:

- обеспечение подспутниковых измерений наземными ИК Фурье спектрометрами высокого разрешения для прецизионного определения концентрации парниковых газов в атмосфере и валидации спутниковых данных по мониторингу их из космоса для региона Урала и Западной Сибири;
- мониторинг парниковых и загрязняющих атмосферу газов и аэрозолей на основе солнечной ИК Фурье-спектрометрии (Фурье обсерватории наземного базирования) высокого разрешения и солнечной аэрозольной фотометрии на территории Среднего Урала для накопления репрезентативных временных рядов данных, их последующего анализа и выявления источников загрязнений атмосферы, особенно в периоды массовых лесных и торфяных пожаров;
- выявление и мониторинг трендов региональных климатических изменений и скрытых изменений в атмосфере и гидросфере.

Список использованных источников

1. Моисеев Н.Н., Александров В.В., Тарко А.М. Человек и биосфера. М.: Наука, 1985. 271 с.
2. Форестер Дж. Мировая динамика. М.: Наука, 1978. 167 с.
3. Александров В.В., Моисеев Н.Н. Модель климата и глобальная экология // Природа. 1981. №9. С.68-77.
4. Белов А.А., Минина Е.Л. Глобальные изменения природной среды и климата и мировой океан // Вестн. РАН. 1999. Т.69. №9. С.834-838.
5. Болин Б. Климат и наука: знание и понимание, необходимые действия в условиях неопределенности. Тез. докл. Всемирной конф. по изменению климата. Москва, 29 сентября - 3 октября 2003. С. 9-13.
6. Борисенков Е.П. Климат и деятельность человека. М: Наука, 1982. 133 с.
7. Борисенков Е.П., Пичугин Ю.А. Возможные негативные сценарии динамики биосферы как результат антропогенной деятельности // Докл. РАН. Сер. геогр. 2001. Т.378. №6.
8. Борисенков Е.П. Влияние парникового эффекта и механизмов обратной связи на динамику климата и биосферы. Тез. докл. Всемирной конф. по изменению климата. Москва, 29 сентября - 3 октября 2003. С.381.
9. Будыко М.И. О происхождении ледниковых эпох. // Метеорология и гидрология. 1968. № 11. С.3-12.
10. Будыко М.И. Климат и жизнь. Л: Гидрометеоздат, 1971. 472 с.
11. Будыко М.И., Винников К.Я. Глобальное потепление // Метеорология и гидрология. 1976. № 7. С.16-26.
12. Будыко М.И. Климат в прошлом и будущем. Л: Гидрометеоздат, 1980.
13. Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеоздат, 1985. 207 с.
14. Будыко М.И., Голицин Г.С., Израэль Ю.А. (1986): Глобальные климатические катастрофы. М.: Гидрометеоздат, 160 с.
15. Винников К.Я. Чувствительность климата. Л.: Гидрометеоздат, 1986. 224 с.
16. Горшков В.Г., Горшков В.В., Данилов-Данильян В.И. и др. Биотическая регуляция окружающей среды // Экология. 1999. № 2. С.105-113.
17. Горшков В.Г., Макарьева А.М. Природа наблюдаемой устойчивости климата Земли // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2006. № 6. С.483-495.
18. Карнаухов А.В. Устойчивость химического состава атмосферы и теплового баланса Земли // Биофизика. 1994. Т.39. Вып. 1. С.148-152.
19. Карнаухов, А.В. Роль биосферы в формировании климата Земли. Парниковая катастрофа // Биофизика. 2001. Т.46. № 6. С.1138-1149.

20. Lovelock J. E., Gaia as seen through the atmosphere // *Atmos. Environ.* 1972. V.6. p.579-580.
21. Lovelock J. Something nasty in the greenhouse // *Atmos. Sci. Lett.* 2004. V.5. P.108-109.
22. Вернадский В.И. Химическое строение биосферы и ее окружения. М: Наука, 1987. 339 с.
23. Кароль И.Л. Климатически активные малые газовые примеси в атмосфере // *Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана.* 1984. Т.20. № 11. С.1064-1074.
24. Кароль И.Л., Розанов В.В., Тимофеев Ю.М. Газовые примеси в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1983. 192 с.
25. Парниковый эффект, изменение климата и экосистемы (под ред. Б.Болина и др.) Л.: Гидрометеиздат, 1989. 558 с.
26. Тонков М.В. Спектроскопия парникового эффекта // *Соровский образовательный журнал.* 2001. Т.7. № 10. С.52-58.
27. O'Brien D.M., Rayner P.J. Global observations of carbon budget. CO₂ column from differential absorption of reflected sunlight in the 1.61 μm band of CO₂ // *J. Geophys. Res.* 2002. V.107(D18), 4354 (doi:10.1029/2001JD000617).
28. Монин А.С., Шишков Ю.А. История климата. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 407 с.
29. Baldini J.U., McDermott F., Fairchild I. Structure of the 8200-year cold event revealed by a speleotherm trace element record // *Science.* 2002. № 5576. P.2203-2206.
30. Jouzel J., Alley R.B., Cuffey K.M. et al. Validity of the temperature reconstruction from water isotopes in ice cores // *J. Geophys. Res.* 1997. V.102. P. 26471-26487.
31. Jouzel J., Hoffmann G., Koster R.D., Masson V. Water isotopes in precipitation: data/model comparison for present-day and past climates // *Quaternary Science Review.* 2000. № 19. P.363-379.
32. Petit J.R. et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // *Nature.* 1999. V.399. P.429-436.
33. Белов А.А. Глобальные изменения природной среды и климата и мировой океан // *Вестн. РАН.* 1999. Т. 69. № 9. С.834-838.
34. Горшков В.Г. Физические и биологические основы устойчивости жизни (под ред. К.С. Лосева). М.: 1995. 470 с.
35. Крапивин В.Ф., Свирежев Ю.М., Тарко А.И. Математическое моделирование глобальных биосферных процессов. М.: Наука, 1982. 272 с.
36. Крапивин В.Ф., Кондратьев К.Я. Глобальные изменения окружающей среды. Экоинформатика. СПб: 2002.
37. Углекислый газ в атмосфере /под ред. Баха С., Крейна А., Берде А., Лонгетто А. М.: Мир, 1985. 532 с.

38. Houghton R.A. Land-use change and the carbon cycle // *Global Change Biology*. 2005. V.1. P.275-287.
39. Krapivin V.F., Varotsos C.A. Biogeochemical cycles in globalization and sustainable development. Oxford: Springer/Praxis, 2008. 562 p.
40. Захаров В.И., Прокопьев В.Е., Шмелев В.М., Грибанов К.Г. Устойчивость современного температурного состояния Земли. Томский Научный Центр СО АН СССР, 1991. Препринт № 7, с.1-15.
41. Захаров В.И., Грибанов К.Г., Прокопьев В.Е., Шмелев В.М. Влияние полосы прозрачности атмосферы 8-13 мкм на устойчивость теплового состояния Земли // *Атомная энергия*. 1992. Т.72, вып.1. С.98-102.
42. Захаров В.И., Грибанов К.Г., Береснев С.А. Роль газовых и аэрозольных компонент атмосферы в модели парникового взрыва // *Оптика атмосферы и океана*. 2009. Т.22. № 3. С.269-278.
43. Gorshkov V.G., Makarieva A.M. Greenhouse effect dependence on atmospheric concentrations of greenhouse substances and the nature of climate stability o Earth // *Atmos. Chem. Phys. Discuss.* 2002. V.2. P.289-337.
44. GOSAT Project [электронный ресурс]: GOSAT Pamphlet. – http://www.gosat.nies.go.jp/eng/GOSAT_pamphlet_en.pdf.
45. Zakharov V.I., Griбанov K.G., Shmelev V.M., Chursin A.A., Husson N., Golovko V.F., Tyuterev V.I. G. Temperature dependence of atmospheric transparency function in field of 100-5000 cm^{-1} and model of explosive greenhouse effect. Proc. of the 5th Int. Workshop on ASS/FTS (Tokyo, Japan, 1994). P.419-445.
46. Zakharov V.I., Griбанov K.G., Falko M.V., Golovko V.F., Chursin A.A., Husson N., Scott N.A., Tyuterev V.I. G. Temperature dependence of molecular atmospheric transmission function in field of 2-400 micron and the Earth radiation balance. Proc. of the 7th Global Warming International Conference (Austria, Vienna, 1996).
47. Zakharov V.I., Griбанov K.G., Falko M.V., Golovko V.F., Chursin A.A., Nikitin A.V., Tyuterev V.I. G. (1997). Molecular Atmospheric Transmittance Function in the Range of 2-400 micron and Earth Radiation Balance. // *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*. 1997. V.57. N.1. P.1-10.
48. Zakharov V.I. Regarding Greenhouse Explosion. In: *Global Climatology and Ecodynamics - Anthropogenic changes to Planet Earth*. (eds. Cracknell A., Krapivin V., Varotsos C.). Chichester: Springer/Praxis, UK 2008. Chapter 6. P.107-132.
49. Zakharov V.I., Shmelev V.M., Griбанov K.G., Prokop'ev V.E. Influence of Atmospheric Transparency Window 8-13 micron on Thermal Stability of the Earth Atmosphere. Proc. of Int. ASA Colloquium (Reims, France, September 8-10, 1993). P.39-42.
50. Soundquist E.T. The global carbon-dioxide budget // *Science*. 1993. N 259. P.934-941.

51. WMO/UNEP Climate Change 1995: Impacts, Adaptation, and Mitigation of Climate Change. Cambridge University Press, 1996. P.3-12.
52. Кондратьев К.Я. Природные и антропогенные изменения климата. Л.: Наука, 1986. 56 с.
53. Кондратьев К.Я. Глобальный климат. СПб.: Наука, 1992. 359 с.
54. Кондратьев К.Я., Демирчян К.С. Климат Земли и протокол Киото // Вестник РАН. 2001. Т.71. № 11. С.1002-1009.
55. Schwarzschild K. Diffusion and absorption in the Sun's atmosphere. Sitzungsberichte der Koniglichen Preussischen Akademie der Wissenschaften. 1914. In: "Selected Papers on the Transfer of Radiation" (ed. D.H. Menzel). N. Y.: Dover. P.1183-1200.
56. Кузнецов Е.С. Избранные научные труды. М: Физматгиз, 2003. 784 с.
57. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Термическое зондирование атмосферы со спутников. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 280 с.
58. Кондратьев К.Я. Перенос излучения в атмосфере. Л.: Гидрометеиздат, 1972. 402 с.
59. Кондратьев К.Я., Тимофеев Ю.М. Метеорологическое зондирование атмосферы из космоса. Л.: Гидрометеиздат, 1978. 280 с.
60. Зуев В.Е. Распространение видимых и инфракрасных волн в атмосфере. М.: Сов. радио, 1970. 496 с.
61. Фейгельсон Е.М., Краснокутская Л.Д. Потоки солнечного излучения и облака. Л.: Гидрометеиздат, 1978.
62. Мельникова И.Н., Васильев А.В. Коротковолновое солнечное излучение в атмосфере Земли (расчеты, измерения, интерпретация). СПб.:Изд-во СПбГУ, 2002. 387 с.
63. Сушкевич Т.А. Математические модели переноса излучения. М.: БИНОМ, 2006. 661 с.
64. Liou K.N. An Introduction to Atmospheric Radiation. N.Y.:Academic Press, 2002. 583 p.
65. Тимофеев Ю.М., Васильев А.В. Теоретические основы атмосферной оптики. СПб.: Наука, 2003. 474 с.
66. Несмелова Л.И., Родимова О.Б., Творогов С.Д. Форма спектральной линии и внутримолекулярное взаимодействие. Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
67. Rothman L.S. et al. The HITRAN molecular spectroscopic database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 edition // JQSRT. 1998. V.60. N 5. P.665710.
68. Rothmann L.S. et al. The HITRAN molecular spectroscopic database: edition of 2000 including updates through 2001 // JQSRT. 2003. V.82. P.5-44.
69. Rothman L.S. et al. The HITRAN 2004 molecular spectroscopic database // JQSRT. 2005. V.96. P.139-204.
70. Nikitin A.V., Golovko V.F., Chursin A.A., Tyuterev V.I. G. AIRSENTRY software: Atmospheric Infra-Red Spectra for Emulation and noting of

- Transmittance of Rays. User's Guide. Laboratory of Theoretical Spectroscopy, Tomsk, 1994.
71. Вайнштейн Л.А., Собельман И.И., Юков А.Е. Возбуждение атомов и уширение спектральных линий. М.: Наука, 1979. 820 с.
 72. Humlicek J. Optimized computation of the Voigt and complex probability functions // JQSRT. 1982. V.27. P.437-444.
 73. Творогов С.Д., Гордов Е.П., Родимова О.Б. Межмолекулярная спектроскопия: от полуклассического представления квантовой теории к крыльям линий // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т.20, № 9, С.760-763.
 74. Smith H.J.P., Dube D.J. et al. FASCOD – fast atmosphere signature code (spectral transmittance and radiance) Rep. AFGL-TR-78-0081, Air Force Geophys. Lab.: Hansom, Mass. USA, 1978.
 75. Jucks K.W., Rodrigues R., Doucen Le R. et al. Model, software, and database for computation of line-mixing effect in infrared Q branches of atmospheric CO₂. II. Minor and asymmetric isotopomers // JQSRT. 1999. V.63. P.31-48.
 76. Rodrigues R., Jucks K.W., Lacombe N. et al. Model, software, and database for computation of line-mixing effect in infrared Q branches of atmospheric CO₂. I. Symmetric isotopomers // JQSRT. 1999. V.61. N 2. P.153-184.
 77. Report of the experts meeting on aerosol and their climatic effects. Williamsburg, Virginia, USA. 1983.
 78. Norton R.H., Beer R. New apodizing function for Fourier spectrometry // J. Opt. Soc. Am. 1976. V.66. N 3. P.259-264.
 79. Фомин Б.А. Метод параметризации поглощаемой газами атмосферной радиации, заданной k-распределениями с минимальным числом параметров // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т.16. С.1-4.
 80. Fomin B.A. Effective interpolation technique for line-by-line calculations of radiation absorption in gases // JQSRT. 1995. V.53. P.663-669.
 81. Fomin B.A. A k-distribution technique for radiative transfer simulation in inhomogeneous atmosphere: 1. FKDM, fast k-distribution model for the longwave // J. Geophys. Res. 2004. V.109. D02110 (doi:10.1029/2003JD003802).
 82. Kasai Y., Koshiro T., Endo M. et al. Ground-based measurement of stratospheric CO by a FTIR spectrometer over Poker Flat, Alaska // Advances in Space Research. 2005. V.35. N 11. P.2024-2030.
 83. Kasai Y., Kagawa K., Jones A.N. et al. Seasonal variations of CO and HCN in the troposphere measured by solar absorption spectroscopy over Poker Flat, Alaska // Geophys. Res. Lett. 2005. V.32. L19812 (doi:10.1029/2005GL022826).
 84. Clough S.A., Kneizis F.X., Davies R.W. Line shape and the water vapour continuum // Atmospheric Research. 1989. V.23. P.229-241.

85. Васин В.В., Агеев А.Л. Некорректные задачи с априорной информацией. Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. 262 с.
86. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. М.: Наука, 1986. 288 с.
87. Тихонов А.Н., Гончарский А.В., Степанов В.В., Ягола А.Г. Численные методы решения некорректных задач. М: Наука, 1990.
88. Rogers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. World Scientific, 2000. 206 p.
89. Покровский О.М., Тимофеев Ю.М. Общий статистический подход к решению обратных задач атмосферной оптики // Метеорология и гидрология. 1972. № 1. С.52-59.
90. Smith W.L., Woolf H.M., Revercomb H.E. Linear simultaneous solution for temperature and absorbing constituent profiles from radiance spectra // Applied Optics. 1991. V.30. N 9. P.1117-1123.
91. Ma X.L., Scmitt T.J., Smith W.L. A nonlinear physical retrieval algorithm – its application to the GOES-8/9 sounder // J. Appl. Meteor. 1999. V.38. P.501-513.
92. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Топтыгин А.Ю. Восстановление профилей температуры и влажности по ИК спектрам Земли на основе сингулярного разложения ковариационных матриц // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т.16. № 7. С.576-581.
93. Amato U., Cuomo V., De Feis I. et al. Inverting for geophysical parameters from IMG radiances // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. 1999. V.37(3), P.1620-1656.
94. Grieco G., Luchetta A., Masiello G. et al. IMG O₃ retrieval and comparison with TOMS/ADEOS columnar ozone: an analysis based on tropical soundings // JQSRT. 2005. V.95. P.331-348.
95. Грибанов К.Г., Захаров В.И., Ташкун С.А. Пакет программ FIRE-ARMS и его применение в задачах пассивного ИК-зондирования атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т.12. № 4. С.372-378.
96. Tashkun S.A., Golovko V.F., Chursin A.A., Aoki T., Fukabori M., Zakharov V.I., Griбанov K.G. Retrieval algorithm for atmospheric constituents using high-resolution spectra of satellite interferometer sounding // Proc. SPIE. 1998. V. 3583. P.2-7.
97. Мину М. Математическое программирование. 1990. 488 с.
98. Топтыгин А.Ю., Грибанов К.Г., Имасу Р., Шмидт Г., Захаров В.И. Широтные вариации вертикальных профилей и полного содержания Н₂O/H₂O в атмосфере над океаном, полученные из данных IMG/ADEOS // Оптика атмосферы и океана. 2006. Т.19. № 10. С.875-879.
99. Зуев В.В., Фирсов К.М. Лазерное зондирование стратосферной влажности из космоса: результаты численного моделирования // Исследования Земли из космоса. 2006. № 1. С.45-52.

100. Зуев В.Е., Наац И.Э. Обратные задачи оптики атмосферы. Л.: Гидрометиздат, 1990. 286 с.
101. Зуев В.Е., Зуев В.В. Дистанционное оптическое зондирование атмосферы. СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 275 с.
102. Aumann H., Pagano R. The atmospheric infrared sounder on EOS // Opt. Eng. 1994. V.32. P.776-784.
103. Crisp D., Atlas R.M., Breon F.-M. et al. The Orbiting Carbon Observatory (OCO) mission // Adv. Space Res. 2004. V.34. P.700-709.
104. Kobayashi H. IMG program report. Proc. Of the third ADEOS Symposium (Sendai, Japan). 1998. P.65-82.
105. Gribanov K.G., Zakharov V.I., Tashkun S.A., Tyuterev V.I.G. A new software tool for radiative transfer calculations and its application to IMG/ADEOS data // JQSRT. 2001. V.68. N 4. P.435-451.
106. Chevallier F., Chedin A., Cheruy F., Morcrette J.J. TIGR-like atmospheric profile databases for accurate radiative flux computation // Quart. J. Roy. Met. Soc. 2000. V.126. N 563. Part B. P.777-785.
107. Butler C.T., Meredith R.V.Z., Stogryn A.P. Retrieving atmospheric temperature parameters from DMSP SSM/T-1 data with a neural network // J. Geophys. Res. 1996. V.101(D3), P.7075-7083.
108. Chevallier F., Cheruy F., Scott N.A., Chedin A. A neural network approach for a fast and accurate computation of longwave radiative budget // J. Appl. Meteor. 1998. V.37(11). P.1385-1397.
109. Churnside J.H., Stermitz T.A., Shroeder J.A. Temperature profiling with neural network inversion of microwave radiometer data // J. Atmos. Oceanic Technol. 1994. V.11(1), P.105-109.
110. Hadji-Lazaro J., Clerbaux C., Thiria S. An inversion algorithm using neural networks to retrieve atmospheric CO total columns from high-resolution nadir radiances // J. Geophys. Res. 1999. V.104(D19). P.23841-23854.
111. Gribanov K.G., Zakharov V.I. Neural network solution for temperature profile retrieval from infrared spectra with high spectral resolution // Atmospheric Science Letters. 2004. V.5. N 1-4. P.1-11.
112. Toptygin A.Yu., Gribanov K.G., Imasu R., Bleuten W., Zakharov V.I. Seasonal methane content in atmosphere of the permafrost boundary zone in Western Siberia determined from IMG/ADEOS and AIRS/AQUA data // Proc. SPIE. 2005. V.5655. P.508-514.
113. Strow L.L., Motteler H.E., Benson R.G., Hannon S.E., De Souza-Machado S. Fast computation of monochromatic infrared atmospheric transmittances using compressed look-up tables // JQSRT. 1998. V.59(3-5). P.481-493.
114. Сакерин С.М., Кабанов Д.М., Панченко М.В. и др. Результаты мониторинга атмосферного аэрозоля в азиатской части России по программе AEROSIBNET в 2004 г. // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т.18. № 11. С.968-975.

115. Малышкин А.В., Поддубный В.А., Маркелов Ю.И. и др. Средний Урал в системе AEROSIBNET: предварительный анализ влияния региональных источников аэрозольного загрязнения атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т.20. № 6. С.497-500.
116. Сакерин С.М., Береснев С.А., Горда С.Ю. и др. Характеристики годового хода спектральной аэрозольной оптической толщи атмосферы в условиях Сибири // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т.22. № 6. С.566-574.
117. Яговкина С.В., Кароль И.Л., Зубов В.А. и др. Оценки потоков метана в атмосферу с территории газовых месторождений севера Западной Сибири с использованием трехмерной модели переноса // Метеорология и гидрология. 2003. № 4. С.49-62.
118. Грибанов К.Г. Бреон Ф.М., Захаров В.И. Эффект отраженного поверхностью ИК-излучения, наблюдаемый в эмиссионных спектрах атмосферы при зондировании Земли из космоса // Оптика атмосферы и океана. 2000. Т.13. № 12. С.1119-1122.
119. Грибанов К.Г. Разработка методов определения атмосферных параметров по результатам измерения теплового излучения Земли с высоким спектральным разрешением: дис. канд. физ.-мат. наук: 01.04.14: защищена 8.01.2001: утв. 12.23.2002. Заречный, 2001. 103 с.
120. Imasu R. Meridional distribution feature of minor constituents as observed by IMG sensor aboard ADEOS satellite // Adv. Space Res. 1999. V.25. P. 959-952.
121. Nakazawa T., Sugawara S., Inoue G. et al. Aircraft measurements of the concentrations of CO₂, CH₄, N₂O, and CO and the carbon and oxygen isotopic ratios of CO₂ in the troposphere over Russia // J. Geophys. Res. 1997. V.102. N D3. P.3843-3859.
122. Осовский С. Нейронные сети для обработки информации. М., 2002. 344 с.
123. Хайкин С. Нейронные сети: полный курс. 2-е изд. М.: Издательский дом «Вильямс», 2006. 1104 с.
124. Clerbaux C., Hadji-Lazaro J., Turquety S. et al. Trace gas measurements from infrared satellite for chemistry and climate applications // Atmos. Chem. Phys. Discuss. 2003. V.3. P.2027-2058.
125. Imasu R. Temperature, water vapor, and minor constituents as observed by interferometric monitor for greenhouse gases (IMG) aboard Advanced Earth Observing Satellite (ADEOS). Proc. of the third ADEOS Symposium/Workshop. Sendai, Japan, 1998. P.199-205.